Associazione Interregionale
Neve e Valanghe

METEOROLOGIA ALPINA

Stefano Micheletti
Gianni Marigo
Renata Pelosini

Coordinatore editoriale
Stefano Micheletti

Testi
Stefano Micheletti
OSMER-ARPA FVG, via Oberdan 18/A, I-33040 Visco UD, tel. +39 0432 934111,
stefano.micheletti@meteo.fvg.it

Gianni Marigo
ARPAV - DST - Servizio Centro Valanghe di Arabba, Via Pradat 5, I-32020 Arabba -
Livinallongo del Col di Lana (BL), tel. +39 0436 755711, gmarigo@arpa.veneto.it

Renata Pelosini
Dipartimento Tematico Sistemi Previsionali, Arpa Piemonte, Via Pio VII 9, I-10135
Torino, tel. +39 011 19681340, renata.pelosini@arpa.piemonte.it

Progetto grafico
Mottarella Studio Grafico
www.mottarella.com

Foto ©2010
Lodovico Mottarella: copertina, pag. 4, 6-7, 8, 10, 14, 16, 17, 21, 22, 24, 30, 37, 39 (alto), 41, 43, 44, 45, 46, 52, 54, 55, 56, 58, 59, 60, 62, 63, 66, 69, 71

Riccardo Scotti: pag. 2-3, 23, 25, 32, 64, 67

Mauro Valt: pag. 27, 39 (basso), 57

Prima edizione: dicembre 2010
Ristampa: 2021

AINEVA
Associazione interregionale di coordinamento e documentazione per i problemi inerenti alla neve e alle valanghe

Vicolo dell'Adige, 18
38122 Trento
tel 0461 230305
www.aineva.it
aineva@aineva.it

creative commons **2010 AINEVA**, Trento, Italy

Attribuzione - Non commerciale - Non opere derivate 2.5 Italia

Associazione Interregionale
Neve e Valanghe

METEOROLOGIA ALPINA

Stefano Micheletti
Gianni Marigo
Renata Pelosini

INTRODUZIONE

Nell'ambito delle azioni che AINEVA attua per promuovere la conoscenza dei fenomeni che caratterizzano l'ambiente montano invernale, l'Associazione propone al pubblico l'opera "Meteorologia alpina" per introdurre i lettori, attraverso un taglio volutamente divulgativo, pur mantenendo il necessario rigore scientifico, ai fondamenti e alle principali nozioni dei fenomeni meteo-nivologici.

Da quando l'uomo frequenta le montagne, il tempo atmosferico ne condiziona la vita, le attività economiche e i momenti di svago. Negli ultimi anni, molti degli incidenti che avvengono in montagna sono riconducibili, direttamente o indirettamente, a situazioni di pericolo determinate dalle condizioni meteorologiche.

In questo volume, sottolineando l'influenza diretta del tempo atmosferico sulla neve e sull'evoluzione del manto nevoso al suolo, nonché su tutte le attività svolte all'aria aperta siano esse lavorative o turistico-ricreative, AINEVA ha cercato di tradurre il motto "sicurezza nella conoscenza", con l'auspicio di riuscire a trasmettere a tutti i lettori non solo strumenti di valutazione per la sicurezza, ma soprattutto il profondo amore per la montagna che guida il proprio lavoro.

SOMMARIO

IL TEMPO IN MONTAGNA 9

LE PRINCIPALI GRANDEZZE METEOROLOGICHE 10
La temperatura 10
Variazione altitudinale e zero termico
Variazione per esposizione, pendenza e tipo di terreno
Variazione durante la giornata (escursione termica giornaliera)
Variazione stagionale
Temperatura dell'aria e temperatura della neve
L'umidità dell'aria 16
La pressione 18
Variazione nello spazio e nel tempo
Variazione altitudinale
L'altimetro
Il vento 19
Intensità
Direzione di provenienza

CICLONI, ANTICICLONI E FRONTI 22
Cicloni e anticicloni dinamici e termici; il vento 22
I fronti 24
Il fronte caldo
Il fronte freddo
I fronti in estate
I fronti e le Alpi

I FENOMENI METEO TIPICI DELLE ALPI 30
Stabilità e instabilità 30
Il temporale
Stau e Föhn 34
Lo Stau
Il Föhn
L'inversione termica 38
L'inversione al suolo
L'inversione in quota
Nuvole, nebbie e foschie da inversione
Il limite della nevicata 40
Dipendenza dallo zero termico e dall'intensità e durata della precipitazione
Dipendenza da eventuali inversioni termiche
Dipendenza dalla conformazione locale delle valli
Dipendenza dalla posizione geografica

Il vento in montagna 43
Variazioni per effetti meccanici del terreno
Variazioni per effetti termici del terreno: le brezze
Il vento di ghiacciaio

I TIPI DI TEMPO SULLE ALPI 46
Il tempo anticiclonico 46
Che tempo fa con l'alta pressione?
Tipi di anticiclone e tempo associato
Il tempo ciclonico 49
I fronti sulle Alpi
Le depressioni mediterranee
Le situazioni di transizione 51
Dall'anticiclone alla depressione...
...e viceversa

LE CARATTERISTICHE DELLE NUVOLE 52
La formazione delle nuvole 52
La classificazione delle nuvole e il loro significato meteorologico 52
Le nuvole alte
Le nuvole medie
Le nuvole basse
Le nuvole a sviluppo verticale
Il colore delle nuvole 57

I PERICOLI DEL TEMPO IN MONTAGNA 58
La scarsa visibilità 59
Caldo, sole e riscaldamento del corpo 60
Il raffreddamento del corpo 61
Il vento 61
I raggi ultravioletti 63
I fulmini 65
Il freddo estivo 66
Le valanghe 67

CENNI BIBLIOGRAFICI 70

I SERVIZI METEO DELLE ALPI ITALIANE 71

IL TEMPO IN MONTAGNA

Spesso le nostre attività all'aperto, in particolare in montagna, sono vincolate dalle condizioni meteorologiche e dai fenomeni atmosferici che talora possono divenire alquanto pericolosi.
Ma che cos'è il tempo meteorologico? e in cosa differisce dal clima?
Per tempo meteorologico si intende l'insieme delle condizioni atmosferiche (temperatura dell'aria, umidità, radiazione solare, velocità e direzione del vento, eventuali precipitazioni, ecc.) che si osservano in un luogo circoscritto e in un preciso istante temporale. Il tempo che un'altro osservatore rileva in un luogo diverso, se pure nello stesso momento, o che è stato osservato nel medesimo luogo in precedenza è sicuramente diverso.
Tempo meteorologico e clima sono concetti diversi: il tempo è caratterizzato dalle condizioni meteorologiche attuali che si osservano in un determinato luogo, mentre il clima rappresenta lo stato medio, la variabilità e l'evoluzione degli elementi atmosferici sul lungo periodo (cioè nell'arco di decenni o secoli; convenzionalmente viene utilizzato un periodo minimo di 30 anni).
Una delle principali caratteristiche della meteorologia è la variabilità: essendo la fisica dell'atmosfera estremamente complessa ed in un certo senso caotica, poiché essa è composta da innumerevoli elementi in continua trasformazione ed interazione tra loro, la precisa descrizione dell'evoluzione dei suoi stati è difficoltosa se non addirittura impossibile.
L'orografia è un ulteriore elemento che condiziona il tempo in montagna: a titolo esemplificativo, il Föhn è un vento che si genera per la presenza di una barriera montuosa, la gelida temperatura invernale di molti fondovalle alpini è dovuta alla particolare conformazione delle valli, che consente il ristagno di aria fredda, così come le brezze prendono origine da gradienti di temperatura provocati dal riscaldamento disomogeneo dei versanti in funzione delle loro esposizione all'irraggiamento solare.
Imparare ad osservare il tempo consente anche di ricavare alcuni spunti per prevedere come cambieranno le condizioni atmosferiche nell'immediato futuro: un'attenta osservazione della formazione e dello sviluppo delle nuvole cumuliformi fornisce un'indicazione sulla stabilità del tempo nelle ore immediatamente successive, così come la rotazione dei venti può preannunciare un miglioramento o un peggioramento del tempo, o il repentino abbassamento della pressione può preavvisare di un imminente temporale.
Alcuni principi valgono in senso assoluto - il famoso proverbio "rosso di sera bel tempo si spera" si può considerare valido pressoché ovunque nella regione alpina - tuttavia talvolta l'evoluzione delle condizioni atmosferiche dipende dalle locali conformazioni orografiche. Capire i principali meccanismi che regolano il tempo in montagna, unitamente alla conoscenza approfondita del territorio in cui si opera, aiuta a vivere la montagna in condizioni di sicurezza e, quindi, a programmare e condurre escursioni in modo consapevole.

LE PRINCIPALI GRANDEZZE METEOROLOGICHE

Per descrivere e comprendere i fenomeni meteorologici, dobbiamo innanzitutto conoscere alcune caratteristiche fisiche fondamentali dell'aria, cioè dell'ambiente in cui essi si sviluppano: parliamo allora di temperatura, umidità, pressione e vento.
Ma cos'è l'aria? Normalmente chiamiamo "aria" quella miscela di gas che, come un sottile involucro, circonda il pianeta Terra e forma l'atmosfera terrestre. L'aria è quindi costituita da un'infinità di particelle, che sono le molecole dei gas. Nella composizione standard dell'atmosfera secca entro i primi 100 km dalla superficie terrestre, il gas prevalente è l'azoto (78% circa della massa); seguono l'ossigeno (circa 21%), l'argo (circa 0.9%) e molti altri. Ma di solito l'atmosfera non è completamente secca: uno dei componenti presenti in misura (molto) variabile è l'acqua, perlopiù in fase gassosa (vapor d'acqua): nei primi 10-15 km di atmosfera la sua concentrazione può variare all'incirca dallo 0% al 3%. Però, pur essendo un componente minore e dimostrando un'alta variabilità nella propria concentrazione, l'acqua è assolutamente fondamentale per la meteorologia - così come per la vita.

LA TEMPERATURA

COS'È E COME SI MISURA

La temperatura è una misura del riscaldamento dell'aria, che risulta dal bilancio tra la radiazione solare entrante (ricevuta dal Sole) e la radiazione termica uscente (emessa dalla Terra). Essa dipende dalla posizione (latitudine, longitudine, quota, esposizione, pendenza e terreno), dalla stagione e dal tempo meteorologico. La temperatura si misura con il termometro, che convenzionalmente deve essere posizionato ad un'altezza di 2 m dal suolo, e si esprime in gradi centigradi (°C), assegnando per convenzione il valore di 0 °C al ghiaccio fondente, di 100 °C all'acqua in ebollizione e suddividendo in maniera uguale l'intervallo tra 0 °C e 100 °C.

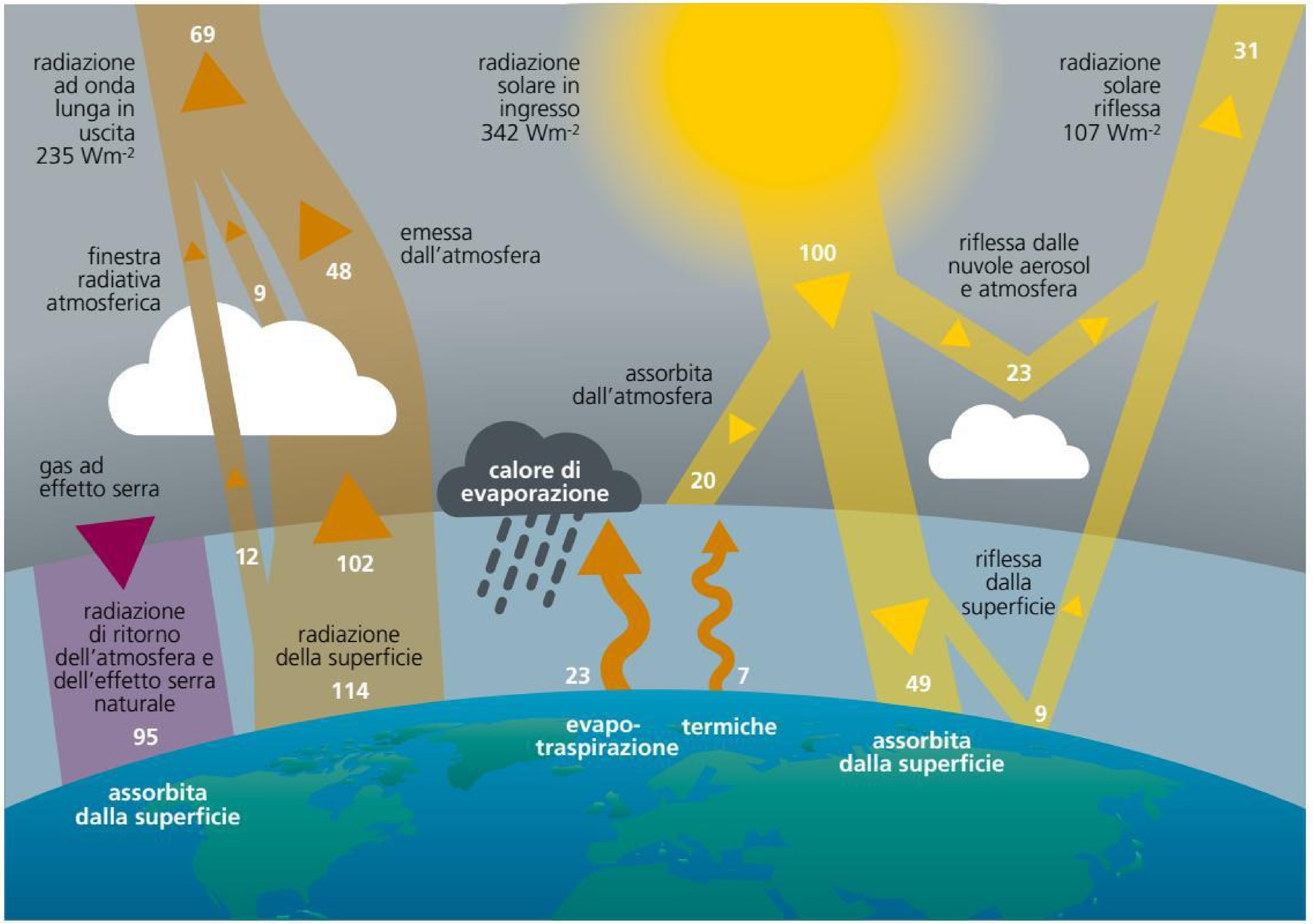


Fig. 1
Schema semplificato del bilancio radiativo terrestre

COME SI COMPORTA E PERCHÉ

Variazione altitudinale e zero termico

La radiazione solare (ad onda corta) attraversa l'aria quasi senza cedere energia (solo una parte viene riflessa o assorbita dalle nuvole e dall'aria). L'aria quindi viene riscaldata molto poco dalla radiazione solare diretta. Il grosso della radiazione solare riscalda la superficie terrestre, che è in media un buon assorbitore (un terreno roccioso assorbe circa il 70-80% della radiazione solare incidente, un suolo coltivato il 90%, la neve fresca solo il 10% in quanto il restante 90% viene riflesso, la neve vecchia riflette fino al 60%). La superficie terrestre a sua volta riemette l'energia ricevuta dal Sole, ma ad una lunghezza d'onda maggiore, e riesce perciò a riscaldare l'aria sovrastante, sia per contatto diretto e irraggiamento, sia per convezione (l'aria più calda si muove verso l'alto).

Per quanto sopra, tanto più aumenta la quota sul terreno, tanto minore risulta l'effetto del riscaldamento: in genere, quindi, la temperatura diminuisce salendo di quota, mediamente di 0,6 °C/100 m (circa 0,4-0,5 °C/100 m in atmosfera umida e fino a 1 °C/100 m in atmosfera secca). Aumentando sempre più di quota la temperatura dunque diminuirà fino ad arrivare a zero gradi: si definisce zero termico la quota al di sopra della quale la temperatura rimane costantemente inferiore a 0 °C.

Questa quota deve essere misurata nella "libera atmosfera", cioè salendo in verticale nell'aria in una zona lontana da monti o versanti: non sarebbe infatti corretto fare riferimento a temperature misurate da stazioni a terra, perché vengono influenzate parecchio dal terreno, dalla posizione (fondovalle, pendio), dall'esposizione, dalle condizioni di innevamento e di copertura

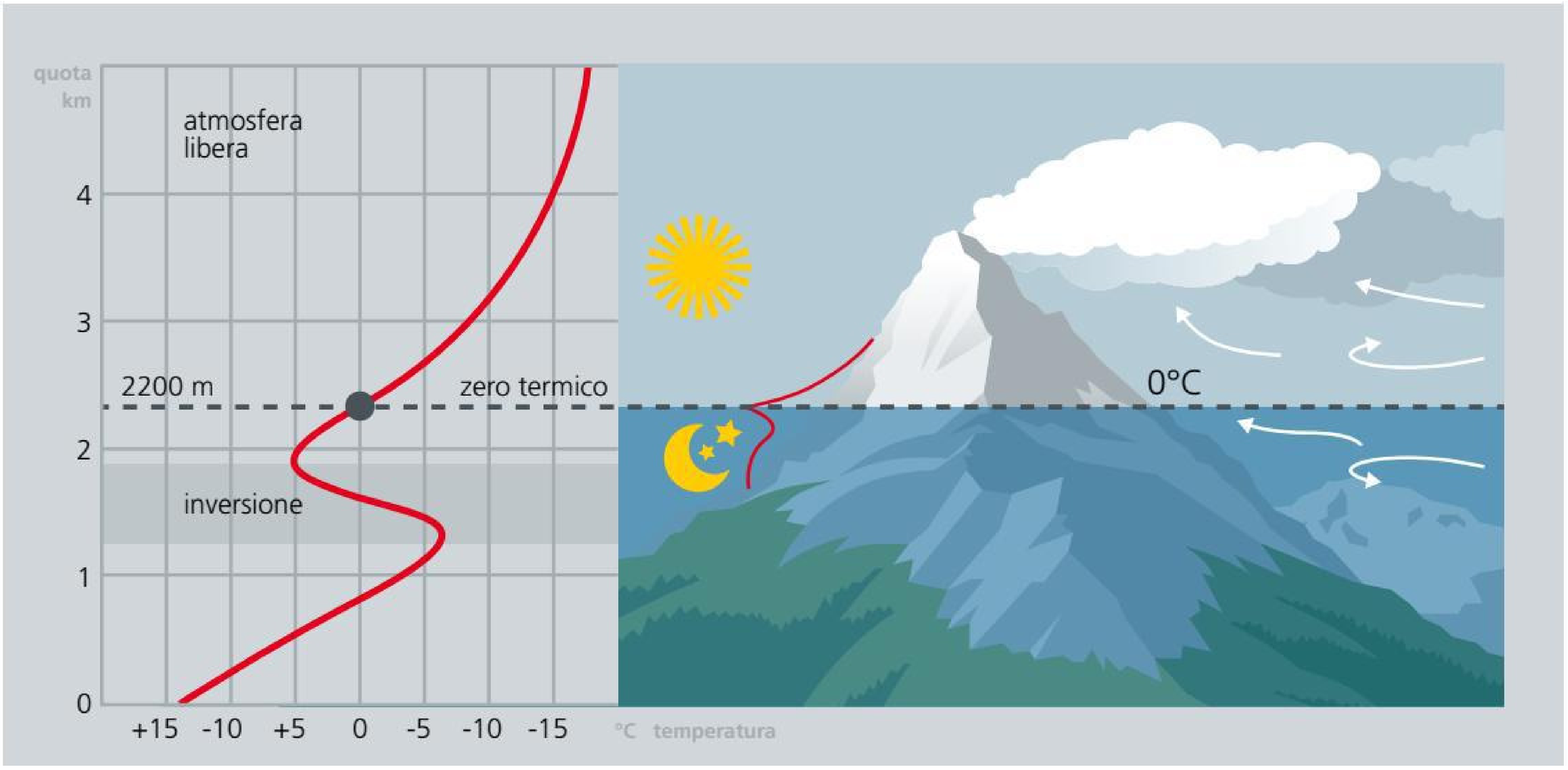


Fig. 2
Variazione verticale della temperatura e dello zero termico

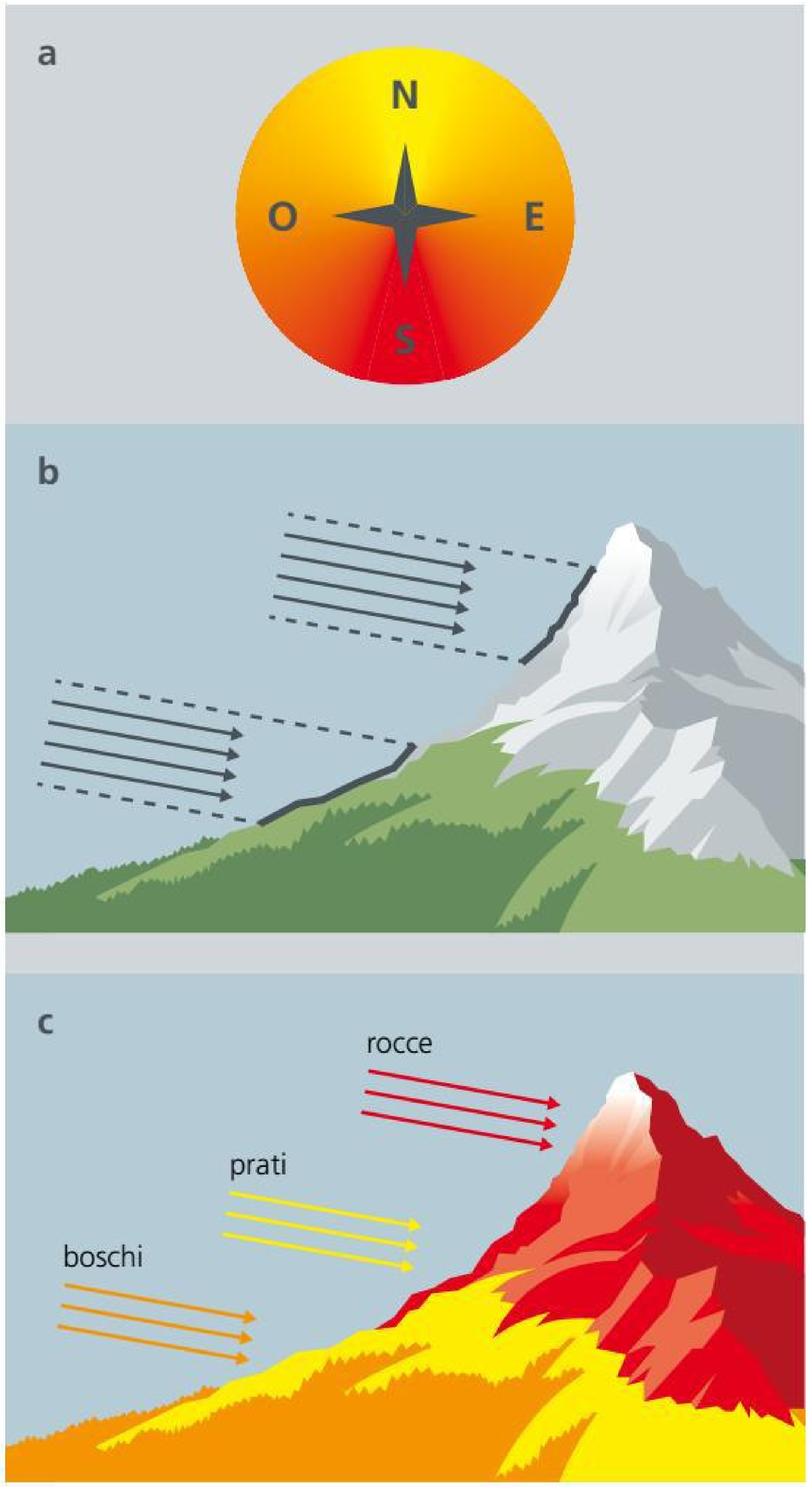
del cielo. D'inverno, tuttavia, lo zero termico potrebbe essere al livello del suolo in una vasta area.
Analogamente, a parità di zero termico (ovvero a parità di temperatura misurata nella libera atmosfera), in montagna la quota a cui si misurano 0 °C al suolo può essere significativamente diversa a seconda delle condizioni del tempo e del terreno: se il cielo è sereno e il vento debole, durante il giorno essa sarà mediamente più elevata dello zero termico, eccetto sui versanti costantemente in ombra, mentre in genere essa sarà decisamente più bassa durante la notte; se invece il tempo è nuvoloso e ventilato, la quota a cui si misurano 0 °C al suolo tende a coincidere, sia di giorno che di notte, con lo zero termico nella libera atmosfera.

Variazione per esposizione, pendenza e tipo di terreno

La temperatura dell'aria vicino al terreno dipende anche dall'esposizione del versante e dalla sua pendenza. Infatti i versanti esposti a sud ricevono circa il quadruplo dell'energia solare dei versanti a nord, mentre quelli a est e a ovest circa il doppio; inoltre in inverno il Sole, basso sull'orizzonte, riscalda maggiormente i pendii più inclinati rispetto alle zone pianeggianti. Esposizione e inclinazione del pendio sono ben evidenti per l'effetto che hanno sulla fusione e trasformazione della neve.
La temperatura dipende inoltre dal tipo di suolo e della vegetazione: un terreno asciutto e roccioso si scalda di più durante il giorno e si raffredda di più durante la notte, rispetto ad uno coperto da una folta vegetazione e, quindi, ricco di umidità.

Variazione durante la giornata (escursione termica giornaliera)

Torniamo al bilancio energetico: in condizioni di tempo buono stazionario, dal tardo pomeriggio e durante la notte l'energia che il terreno riceve dal Sole è minore di quella che esso emette, sotto forma di calore (cioè radiazione ad onda lunga, vedi pag. 11), disperdendola verso lo spazio. Il suolo si raffredda sempre più. L'aria a contatto con il suolo si raffredda anch'essa, e via via si raffreddano gli strati soprastanti. La temperatura continua a diminuire, fino circa all'alba. Dopo l'alba e durante la parte centrale del giorno l'energia che il terreno riceve dal Sole è maggiore di quella che esso emette; il bilancio è positivo e il suolo si scalda e con esso, come abbiamo visto sopra, anche l'aria. Il calore si accumula (anche grazie all'inerzia termica del suolo) e la temperatura cresce sempre più, finché nel pomeriggio, quan-



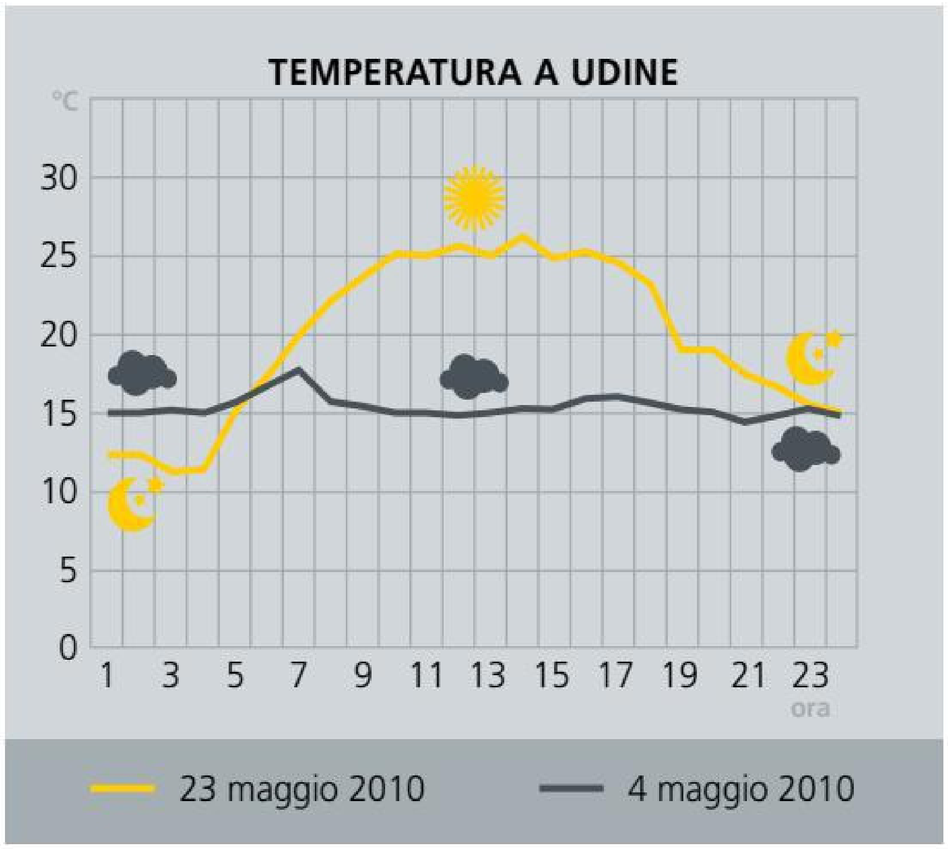


Fig. 3
Variazione della temperatura per (a) esposizione, (b) pendenza e (c) tipo di terreno

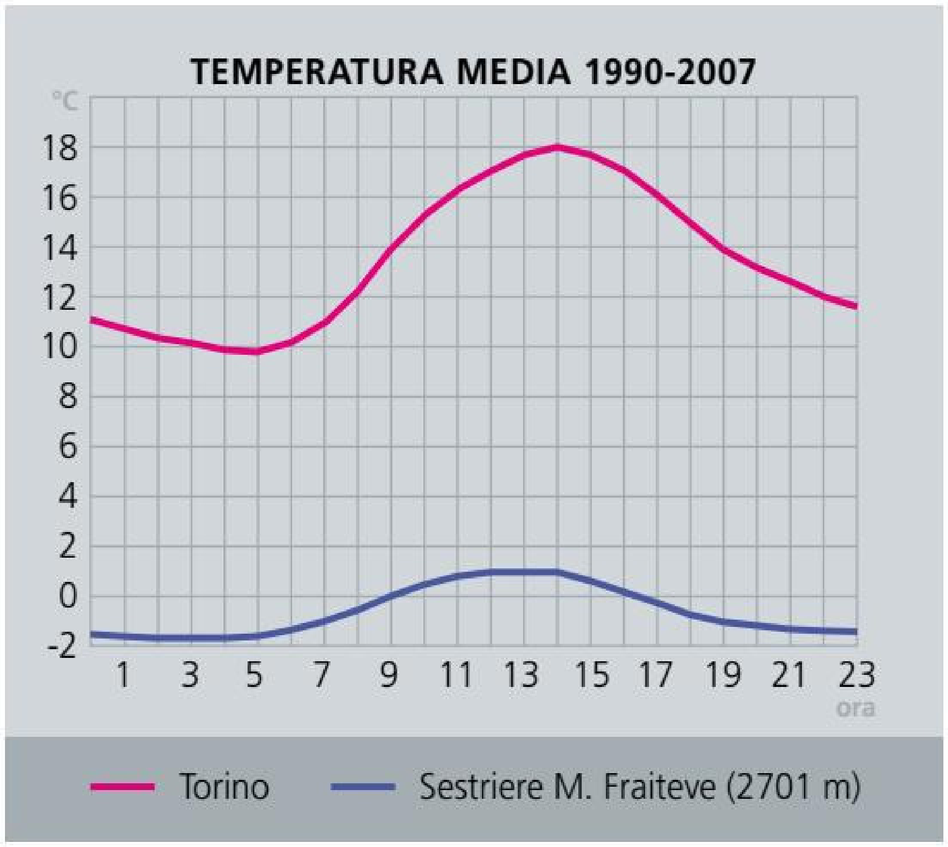
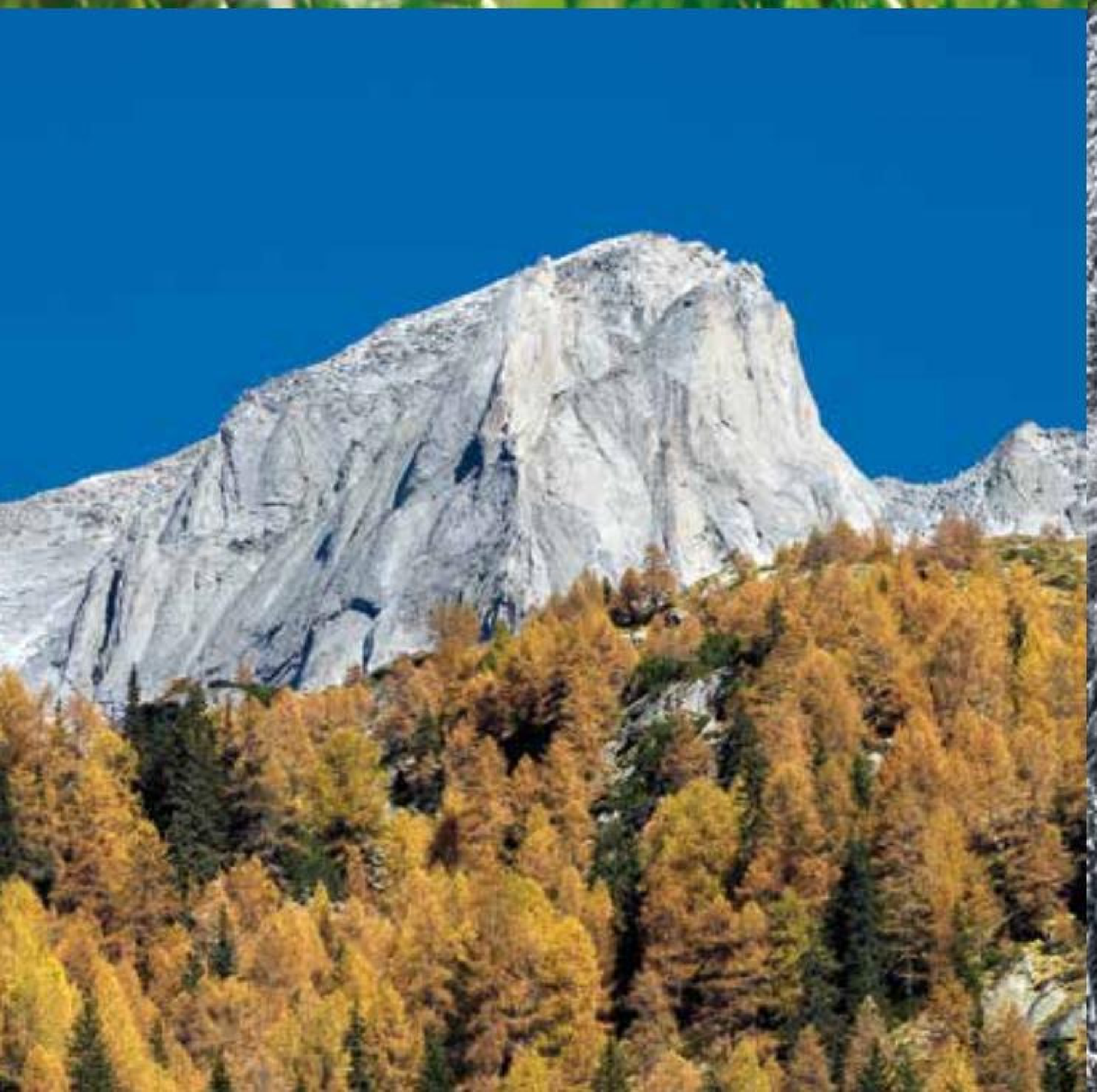


Fig. 4
Andamento tipico della temperatura durante una giornata soleggiata e una con cielo coperto

Fig. 5
Andamento diurno medio della temperatura in una stazione di pianura e in una di vetta

do il Sole è di nuovo abbastanza basso sull'orizzonte, il bilancio torna prima in pari e poi in negativo, ricominciando il ciclo. La temperatura ha quindi un andamento ciclico giornaliero: solitamente il valore minimo si registra poco prima dell'alba e quello massimo durante le prime ore pomeridiane. In pianura gli orari in cui si registrano le temperature estreme sono leggermente posticipati. La differenza fra la temperatura massima e la temperatura minima viene detta escursione termica giornaliera.

Se il cielo è coperto, l'escursione termica giornaliera è limitata, sia per la scarsa insolazione durante il giorno sia perché durante la notte l'energia irraggiata dal terreno verso lo spazio viene trattenuta nello strato di atmosfera sotto le nuvole. Al contrario, le temperature minime possono raggiungere valori molto bassi nelle notti di cielo sereno.



Variazione stagionale

La temperatura cambia anche di stagione in stagione, prevalentemente a causa dell'inclinazione dell'asse terrestre sul piano della sua orbita attorno al Sole. Ciò fa variare nel corso dell'anno sia l'inclinazione dei raggi solari rispetto alla superficie terrestre, sia il numero di ore di insolazione. Alla latitudine delle regioni alpine la radiazione solare incidente in gennaio è circa il 20% di quella del mese di luglio; conseguentemente, come tutti sappiamo, le temperature sono più elevate in estate e più basse in inverno. Nelle valli l'escursione termica stagionale (differenza tra la temperatura media invernale ed estiva), così come quella diurna, è maggiore rispetto ai versanti o ai monti in alta quota. Infatti le valli, durante l'inverno, risentono dell'accumulo di aria fredda e di un numero di ore di insolazione spesso ridotto a causa dell'ombra delle montagne. La temperatura in alta quota, essendo meno influenzata dalle condizioni locali, risente invece soprattutto della temperatura generale della massa d'aria e la sua variazione stagionale è più limitata, rispetto ai fondovalle.

Temperatura dell'aria e temperatura della neve

Anche se la temperatura dell'aria varia durante la giornata in relazione alla temperatura del suolo, lo scarto fra le due può essere considerevole. Pensiamo ad esempio al suolo innevato: la neve non si riscalda facilmente né per effetto della radiazione solare diretta (poiché la riflette fino al 90% - con neve fresca), né per diretto contatto con aria più calda, soprattutto in presenza di vento debole e secco.

Tuttavia, in caso di elevata umidità, l'aria cede vapore acqueo alla neve. Questo passaggio di stato da vapore a ghiaccio è un processo che libera energia, che va a scaldare lo strato superficiale della neve. Per questo motivo con tempo brutto e aria umida la neve si mantiene umida e la sua temperatura in superficie si avvicina a quella dell'aria.

Al contrario, durante le notti serene la neve perde per irraggiamento molta energia verso lo spazio, raffreddandosi parecchio, soprattutto se l'aria è secca e il vento debole. Anche l'evaporazione dello strato di neve a contatto con l'aria (processo detto sublimazione, che richiede energia) avviene a spese della temperatura della neve stessa, determinandone un ulteriore raffreddamento. La superficie della neve può così raggiungere

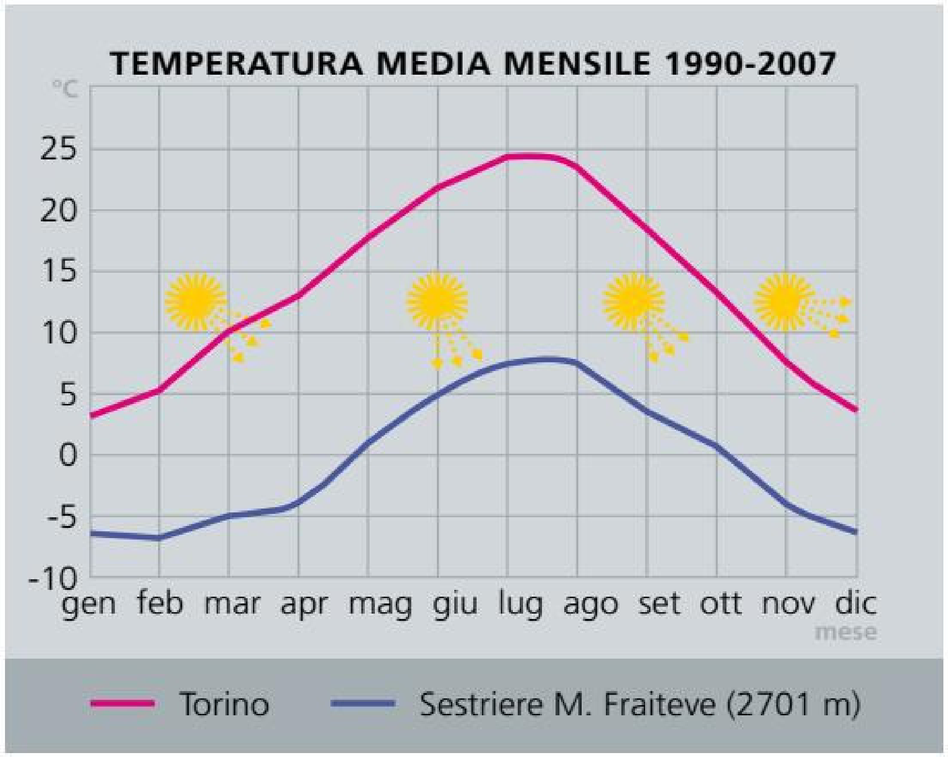


Fig. 6
Andamento annuale medio della temperatura in una stazione di pianura e una di vetta

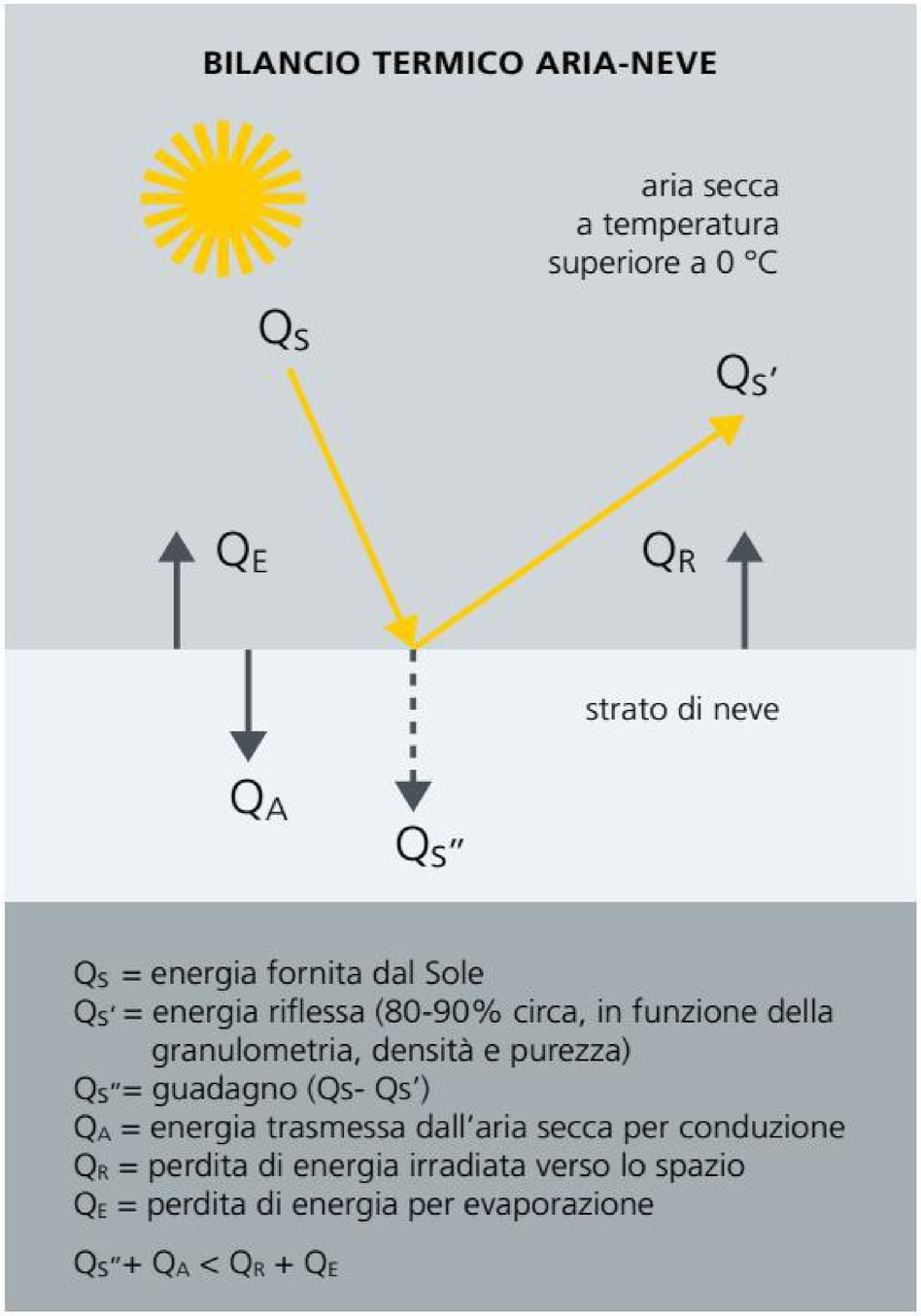


Fig. 7
Schema del bilancio termico aria-neve

Nella pagina a fronte: i colori delle quattro stagioni in montagna

temperature notturne molto più basse di quelle dell'aria, anche di una decina di gradi. Con tali condizioni il livello di gelo, cioè l'altitudine a cui la superficie della neve gela durante la notte, è inferiore all'altitudine in cui la temperatura dell'aria è di 0 °C. In condizioni di tempo perturbato e turbolenza, le altitudini sono le medesime. Questo bilancio termico negativo del manto nevoso nei mesi invernali spiega il mantenimento della coltre nevosa durante l'inverno, anche con temperature dell'aria di qualche grado sopra lo 0 °C. In particolare spiega la conservazione della neve polverosa invernale anche con un discreto soleggiamento. In primavera, a partire dai versanti esposti al Sole, la neve si trasforma in modo più rapido ed evidente.

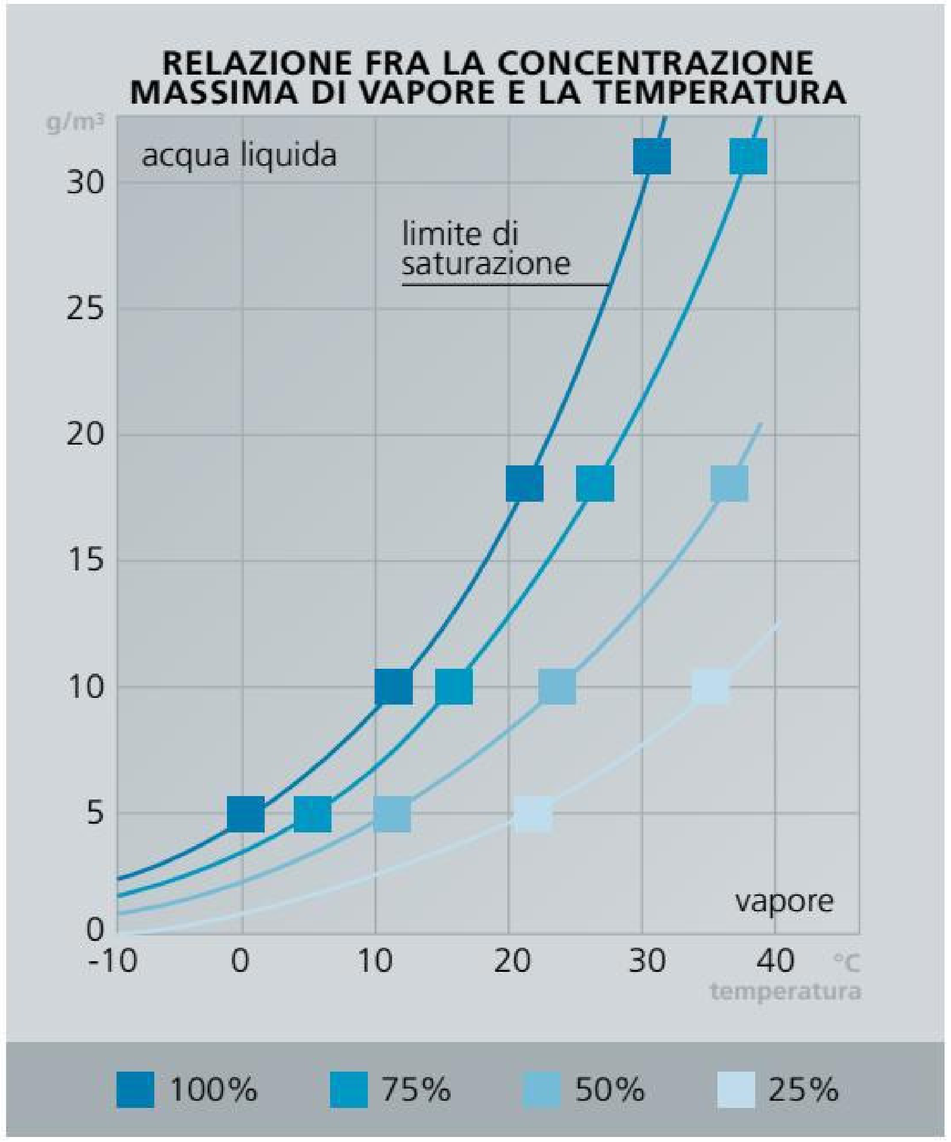
L'UMIDITÀ DELL'ARIA

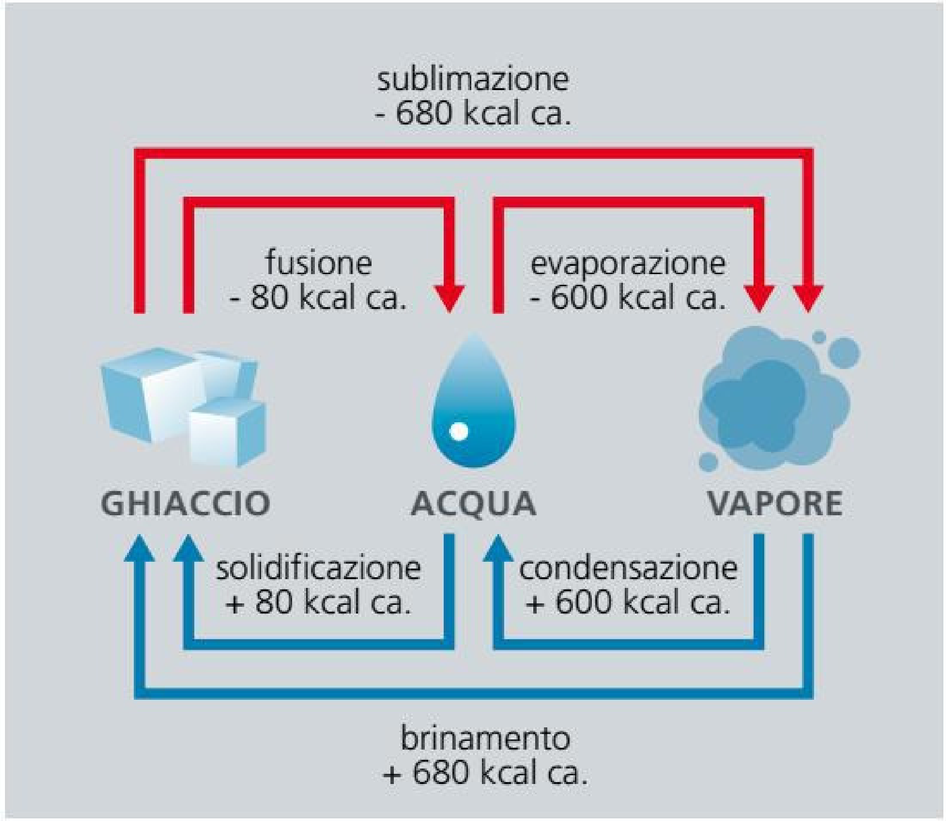
COS'È E COME SI MISURA

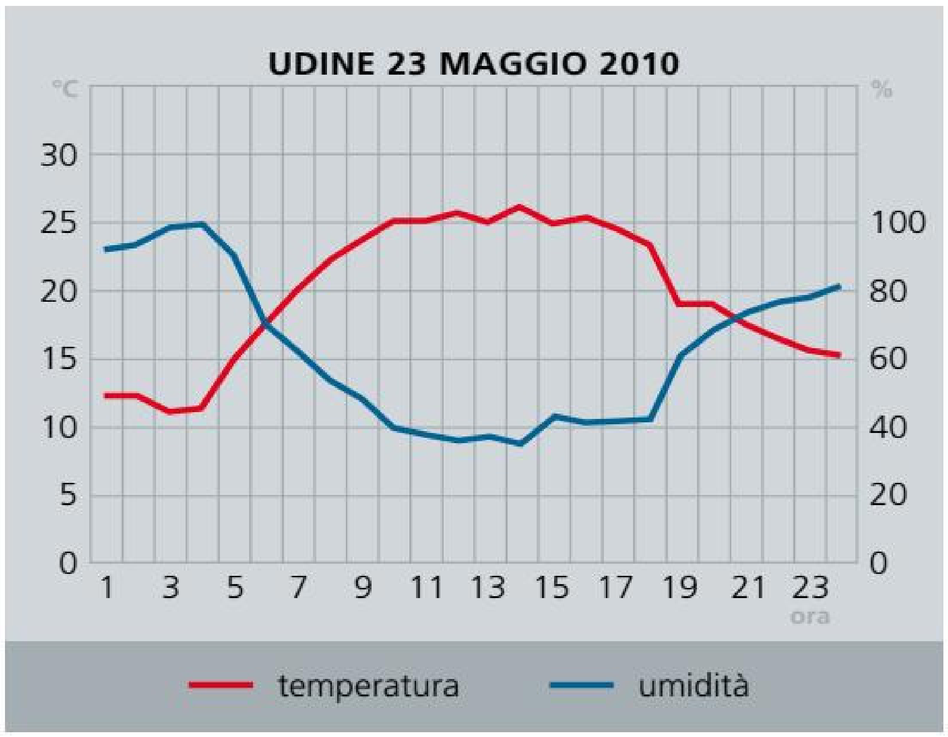
L'umidità è una misura della quantità di vapor d'acqua presente nell'aria. Poiché la massima quantità di vapor d'acqua che una massa d'aria può contenere è tanto maggiore quanto più elevata è la sua temperatura, usualmente si utilizza la misura dell'umidità relativa, che è il rapporto tra la quantità di vapor d'acqua effettivamente presente nella massa d'aria e la quantità massima che essa può contenere a quella temperatura (e alla stessa pressione). Se c'è più vapore di quanto l'aria ne può contenere, o perché ne arriva dell'altro da una fonte di umidità (ad esempio per evaporazione dal terreno o dal mare), o perché l'aria si raffredda, la parte in eccesso rispetto al massimo condensa, cioè passa allo stato liquido. Durante questo passaggio viene emesso del calore nell'ambiente (e viceversa: quando l'acqua liquida evapora, sottrae calore all'ambiente), detto calore latente. L'umidità si misura con l'igrometro, che convenzionalmente deve essere posizionato ad un'altezza di 2 m dal suolo. Essendo un rapporto fra due quantità, l'umidità relativa si esprime in percentuale (da 0% a 100%).

COME SI COMPORTA E PERCHÉ

L'umidità relativa non è quindi indipendente dalla temperatura: a parità di altre condizioni, essa aumenta al diminuire della temperatura e, viceversa, si riduce quando la temperatura aumenta. Ad esempio, con tempo bello stazionario l'andamento giornaliero dell'umidità relativa è inverso a quello della temperatura: essa ha un massimo prima dell'alba, quando la temperatura è minima, e un minimo dopo mezzogiorno, quando la temperatura è massima.
In condizioni di pioggia o nebbia l'umidità relativa dell'aria arriva







al 100%, mentre in condizioni di tempo particolarmente secco può scendere fino al di sotto del 20%. Valori molto bassi sono frequenti durante l'inverno alle alte quote (fino al 10-15%). Per valori al di sotto del 95-98% l'umidità è "trasparente"; al di sopra inizia il processo di condensazione e si forma la nuvola o la nebbia: l'umidità risulta "visibile". A livello locale, vicino al suolo, l'umidità relativa può variare in funzione del tipo di terreno e della presenza di vegetazione: ad esempio, sopra le pareti rocciose è più bassa che in mezzo a un bosco. Anche la vicinanza di laghi o fiumi può far aumentare l'umidità relativa.

Fig. 8
Relazione fra la concentrazione massima di vapore e la temperatura

Fig. 9
I passaggi di stato dell'acqua e i relativi calori latenti riferiti a 1 Kg a 0°C

Fig. 10
Andamento diurno tipico della temperatura e dell'umidità

Nella foto a fianco: un'immagine che ben rappresenta i tre stati dell'acqua

Nella pagina a fronte: la superficie nevosa a contatto con l'aria

LA PRESSIONE

COS'È E COME SI MISURA

La densità e/o la pressione sono due grandezze che servono per descrivere quanto pesa l'aria. Infatti, le particelle d'aria, come ogni altro corpo, sono attirate dalla forza di gravità verso il centro della Terra (anche se noi in genere non ce ne accorgiamo): l'aria quindi pesa e si "accumula" verso il basso.

- La densità dell'aria, cioè il suo peso per metro cubo, dipende dal numero di particelle per metro cubo; poiché le particelle d'aria in prossimità della superficie terrestre sono più fitte, più addensate, più vicine le une alle altre, essa è maggiore vicino al terreno e minore in quota. Inoltre la densità dell'aria dipende anche dalla temperatura: l'aria fredda è più densa, cioè più pesante, di quella calda.
- La pressione atmosferica è invece la forza esercitata dal peso di una colonna d'aria sulla superficie terrestre.

Essa si misura con il barometro e si esprime in hPa (ettoPascal, equivalente allo storico "millibar", non più utilizzato), unità pari ad una forza di 100 Newton su una superficie di un metro quadrato. Mediamente, al livello del mare, essa vale 1013,25 hPa.

COME SI COMPORTA E PERCHÉ

Ciò che più interessa nell'osservazione della pressione non è tanto il suo valore assoluto, quanto le sue variazioni nel tempo, nello spazio e con la quota.

Variazione nello spazio e nel tempo

La pressione al livello del mare non è affatto stazionaria, ma varia nello spazio e nel tempo in funzione della presenza di strutture meteorologiche come i cicloni (= zone di bassa pressione o depressioni) e gli anticicloni (= zone di alta pressione).

- Spostandosi geograficamente da un profondo ciclone ad un robusto anticiclone, la pressione può assumere un valore generalmente compreso tra 950 hPa e 1050 hPa.
- Analogamente, sulla medesima località la pressione può cambiare anche di diversi hPa in poche ore; ciò avviene in misura prevalente (in montagna fino a 10-20 hPa in caso di forte peggioramento) a causa dello spostamento delle strutture meteorologiche, e in misura minore (pochi hPa) perché la pressione è comunque soggetta ad una variazione giornaliera ciclica.

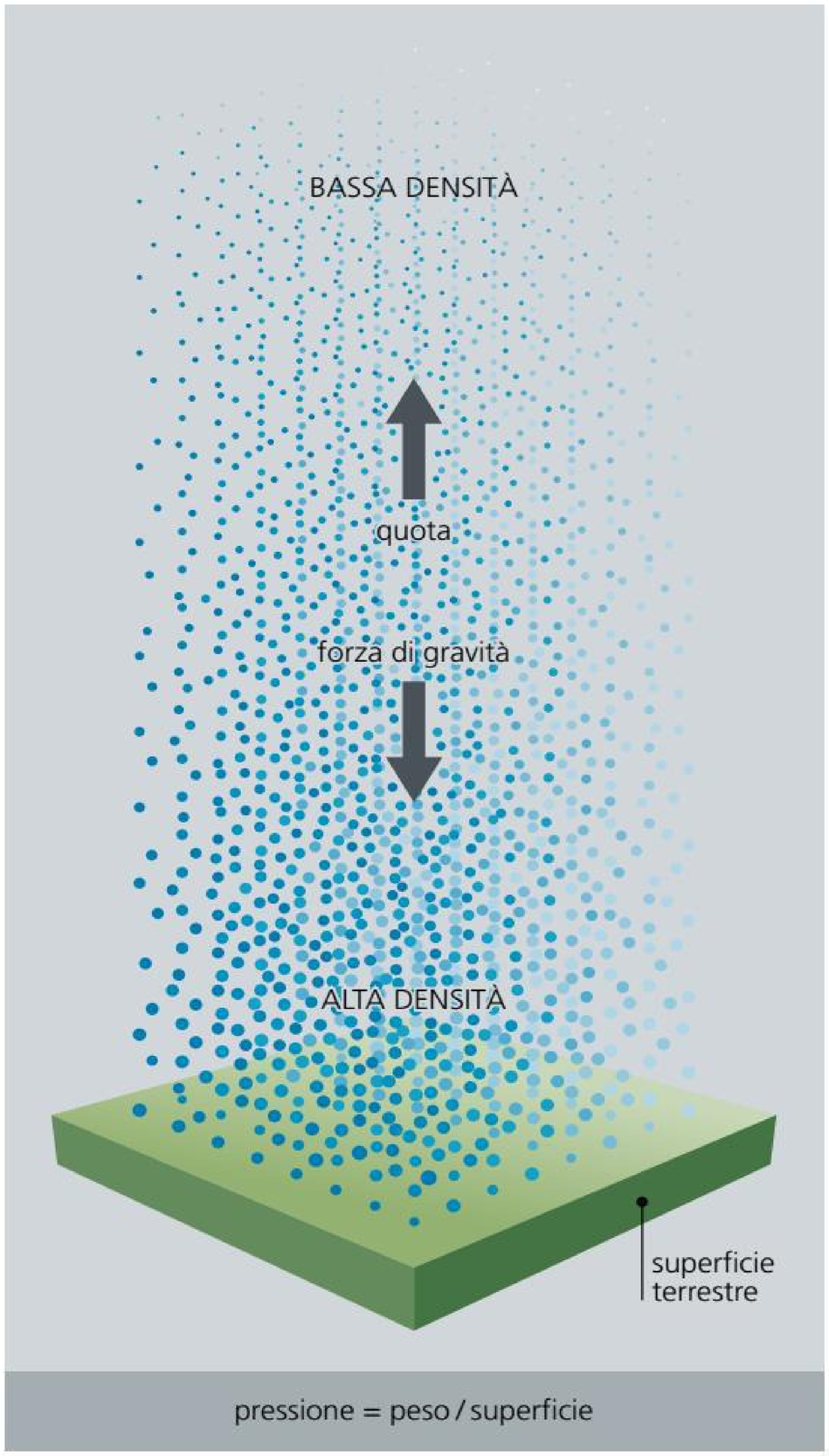
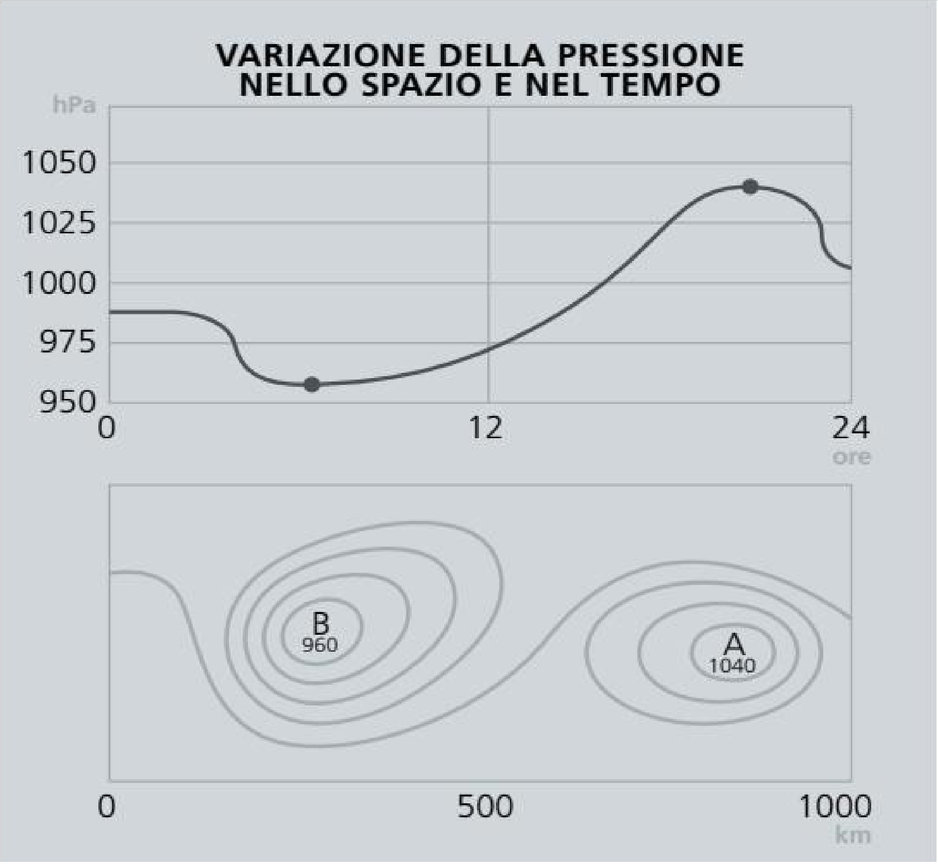
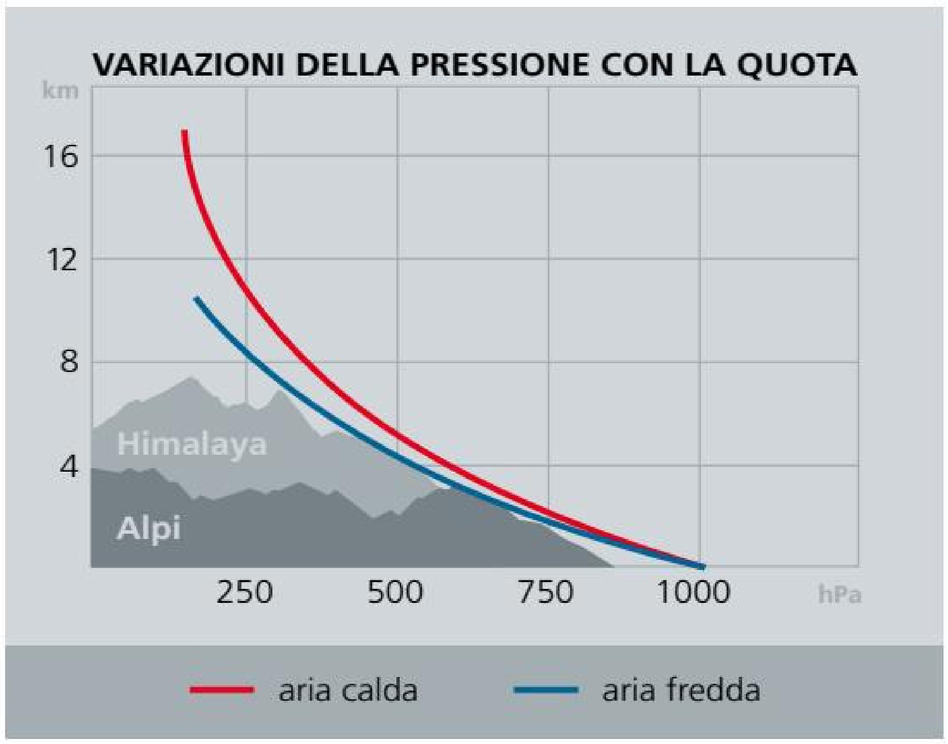


Fig. 11
Schema esemplificativo: densità e pressione

Fig. 12
Alcuni valori tipici della pressione atmosferica al livello del mare

pressione standard media	1013	hPa
depressione atlantica	980 - 920	hPa
depressione mediterranea	995 - 990	hPa
uragano	< 900	hPa
alta pressione estiva	1020	hPa
alta pressione invernale	1035 - 1040	hPa
alta pressione siberiana	1060	hPa





Variazione altitudinale

Naturalmente, la pressione varia anche con la quota: poiché essa rappresenta il peso della colonna d'aria sulla superficie, riducendo l'altezza della colonna il suo peso diminuisce.

- La diminuzione della pressione con la quota non è costante, a causa della corrispondente riduzione della densità dell'aria (e delle variazioni di umidità): ad ogni 100 metri di innalzamento corrispondono circa 12 hPa di diminuzione negli strati vicino al suolo, circa 10 hPa a 1500 metri di quota e circa 8 hPa a 3000 metri, fino a circa 2-3 hPa a 10 km di altezza. Mediamente, si può approssimare a circa 9,3 hPa ogni 100 m.
- Nell'aria fredda, che è più densa (cioè più pesante), la variazione della pressione con la quota è maggiore che nell'aria calda, perché a parità di innalzamento "togliamo" più peso.

L'altimetro

L'altimetro è uno strumento che si utilizza nelle escursioni in montagna per conoscere la quota a cui ci si trova.

Esso non è altro che un barometro: applicando un rapporto standard fra pressione e quota, calcola e indica quest'ultima. Poiché, come visto nel paragrafo precedente, la reale diminuzione della pressione con la quota non è sempre uguale a quella standard, durante il percorso è bene tarare l'altimetro più volte, quando si passa per punti di cui si conosce con certezza la quota (ad esempio, leggendola da una mappa).

Restando in una località fissa per almeno qualche ora (ad esempio trascorrendo la notte in rifugio), l'altimetro può essere utilizzato come barometro: dopo averlo tarato all'arrivo con la quota della località, se dopo qualche ora la quota indicata è diminuita, vuol dire che la pressione è aumentata, e viceversa.

IL VENTO

COS'È E COME SI MISURA

Il vento è il movimento dell'aria sulla superficie terrestre. Come ogni movimento, esso ha una velocità – detta anche intensità, o forza – e una direzione.

Quando in meteorologia si parla di vento, si intende di solito il vento su un piano orizzontale; la componente verticale normalmente è molto meno intensa.

Tuttavia anch'essa talvolta può diventare forte, come nei temporali.

Il vento (orizzontale) nasce quando in una regione c'è "troppa" aria – cioè l'aria è molto densa e/o la pressione è alta. Allora da quella zona l'aria tende a spostarsi verso regioni dove ce n'è di meno – cioè l'aria è poco densa e/o la pressione è bassa. Il vento, dunque, tende a sottrarre aria dalle zone anticicloniche, o di alta pressione, per aggiungerla a quelle depressionarie, ossia dove la pressione è più bassa. A questo meccanismo si aggiungono:

- la forza di Coriolis, dovuta al movimento di rotazione della Terra, che nell'emisfero nord tende a deviare verso destra ogni corpo in movimento;

Fig. 13
Variazioni della pressione nello spazio e nel tempo

Fig. 14
Variazione della pressione con la quota in aria fredda e in aria calda

● l'attrito con la superficie terrestre e specialmente con le montagne, che in verticale possono avere un'influenza sul vento fino a quote pari a 5 volte la loro altezza.

Il vento è il risultato dell'interazione di queste forze.

Intensità

L'intensità del vento si misura con l'anemometro e si esprime in metri al secondo; a volte il valore viene poi trasformato in chilometri all'ora (1 m/s = 3,6 km/h), per renderne più intuitiva l'interpretazione.

Poiché il vento è molto variabile nel tempo, soprattutto in montagna, di solito i valori misurati istantaneamente vengono mediati su 10 minuti, ottenendo il vento medio; il valore massimo registrato nel periodo viene detto raffica. Il valore della raffica, che può essere anche di 3 volte superiore a quello medio, è importante per chi frequenta la montagna.

Direzione di provenienza

La direzione del vento è l'orientamento dal quale proviene la massa d'aria in movimento: essa si misura con la banderuola (sopra certi campanili o torri si trovano degli angeli, o dei galletti, testimoni di una tradizione storica) e si esprime in gradi sessagesimali, a partire da 0° (nord) e poi ruotando in senso orario passando per 90° (est), 180° (sud) e 270° (ovest), sino a ritornare a nord, a 360°. Ad esempio, dire che il vento è da ovest vuol dire che l'aria si muove da ovest verso est. Nella pratica si utilizzano spesso anche altri due sistemi:

● l'individuazione per ottanti o quadranti, in base alla suddivisione dell'angolo giro in otto settori uguali (N, NE, E, SE, S, SW, W, NW) ovvero nei quattro quadranti settentrionale, orientale, meridionale e occidentale;

● l'identificazione tramite la rosa dei venti, che è una rappresentazione grafica della direzione di provenienza che associa ad ogni direzione un nome proprio (ad esempio: Tramontana, Scirocco, ecc.), spesso diverso a seconda delle regioni.

In montagna la presenza del vento caratterizza i versanti opposti: si chiama versante sopravvento quello su cui avviene l'impatto del vento (ad esempio con vento da nord il versante esposto a nord è il versante sopravvento) e versante sottovento il versante protetto dal vento (ad esempio con vento da ovest il versante esposto a est è il versante sottovento).

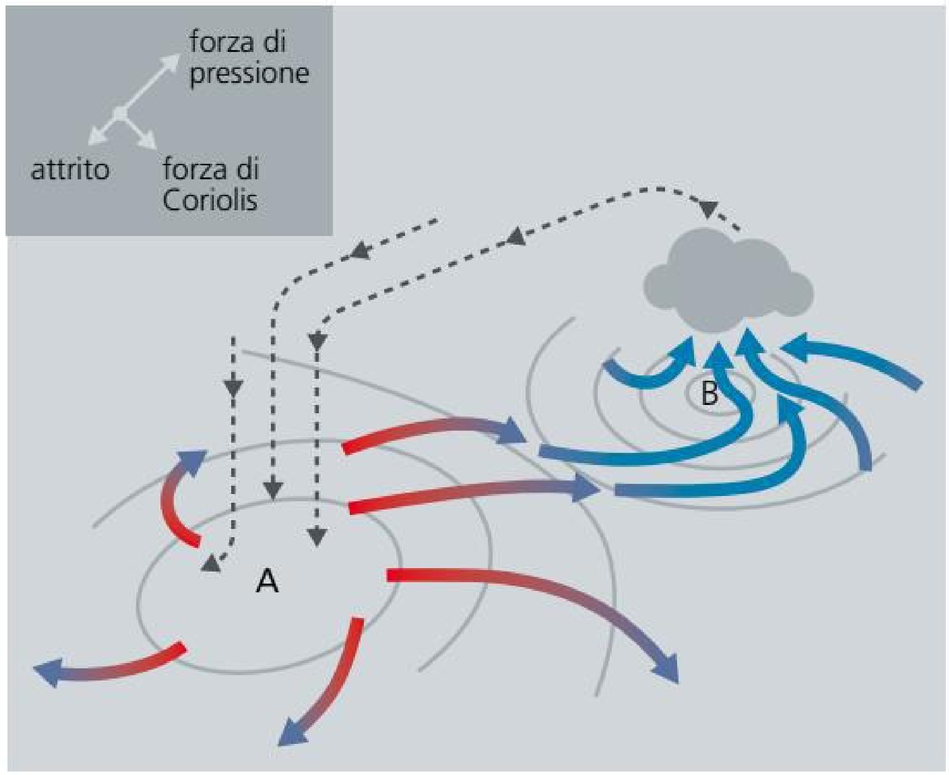


Fig. 15
La genesi del vento

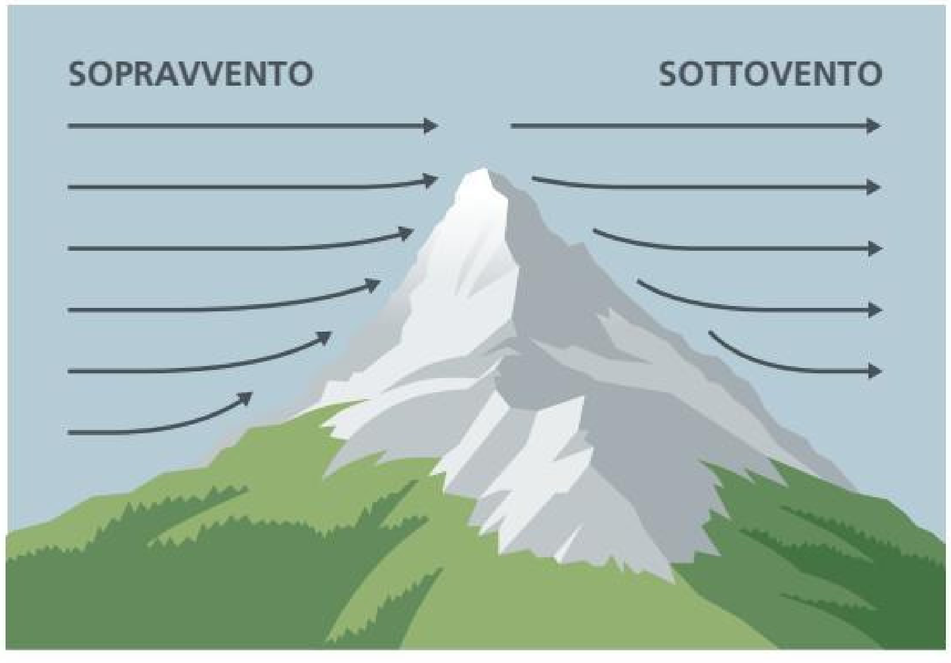


Fig. 16
Vista schematica di versante sopravvento e versante sottovento

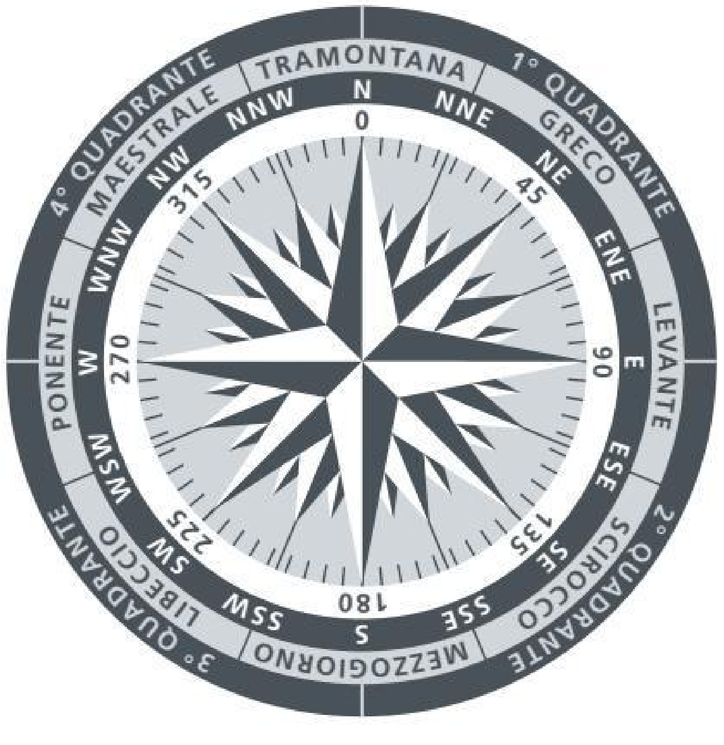
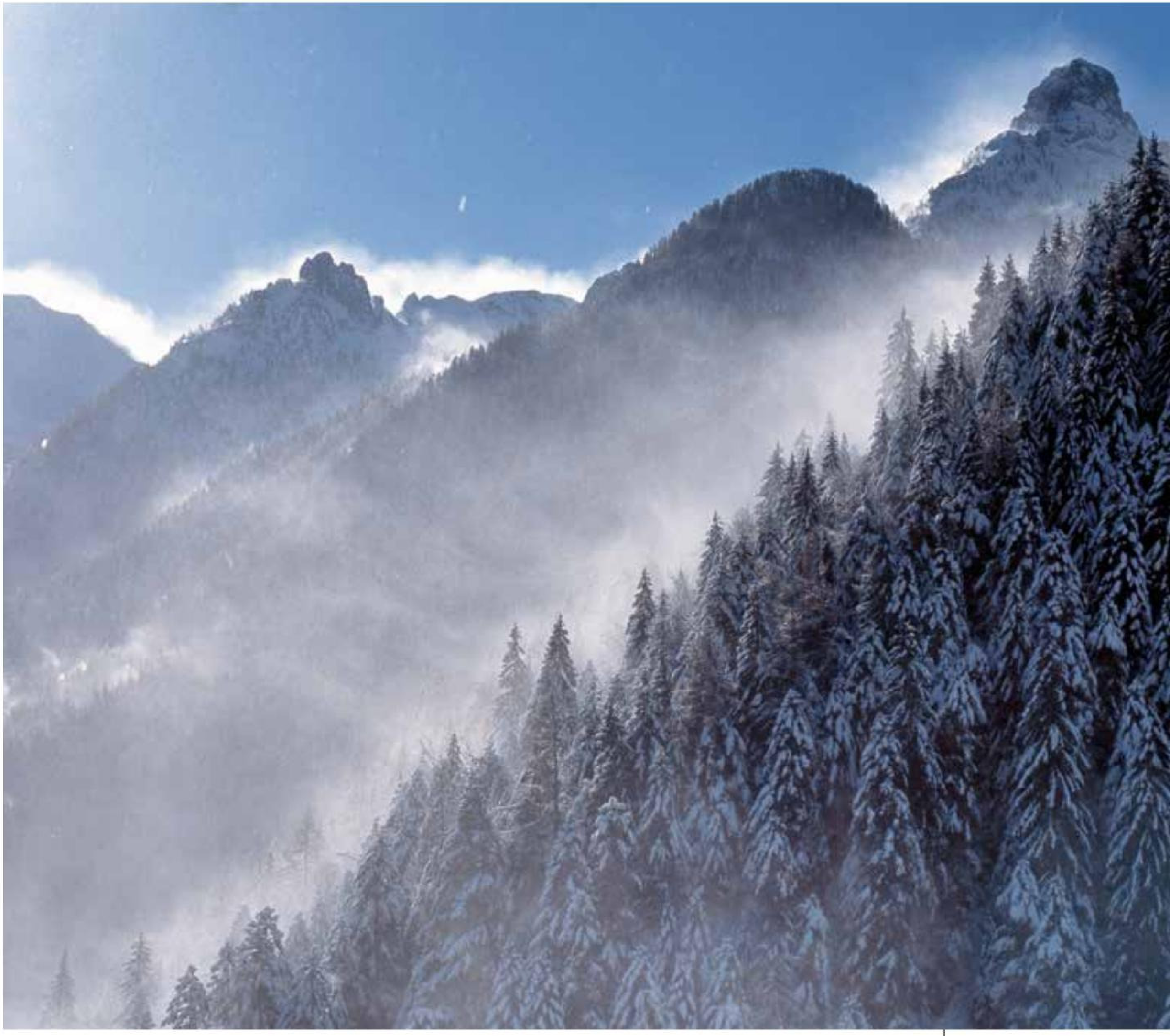


Fig. 17
La rosa dei venti

Nella pagina a fronte: situazione di forte vento da nord



CICLONI, ANTICICLONI E FRONTI

PERCHÉ L'ATMOSFERA SI MUOVE

La fonte di energia che fa muovere tutta l'atmosfera terrestre è il Sole. Poiché i raggi solari arrivano (circa) perpendicolari nelle zone equatoriali, mentre ai poli sono molto inclinati, l'energia - cioè il calore - ricevuta dalla Terra per unità di superficie è molto maggiore all'equatore che ai poli. La circolazione atmosferica ha la funzione di riequilibrare la distribuzione del calore sulla superficie terrestre, trasportando calore dall'equatore verso i poli: se essa non intervenisse, le zone equatoriali sarebbero molto più calde e quelle polari molto più fredde di quanto lo sono in realtà. Per realizzare questo trasporto di calore l'atmosfera si mette in movimento e alle medie latitudini, dove si trovano le Alpi, avviene l'incontro e il mescolamento fra le masse d'aria fredda polare, che si spingono verso sud, e le masse d'aria calda tropicale, che si spingono verso nord. Queste "incursioni" fredde verso sud e calde verso nord vengono poi deviate verso destra per effetto della rotazione terrestre. Si formano così, in quota, delle correnti che, con ondulazioni alternate, girano tutto attorno alla Terra: sono le correnti occidentali delle medie latitudini.

CICLONI E ANTICICLONI DINAMICI E TERMICI; IL VENTO

COSA SONO E COME SONO FATTI

Le masse d'aria calda che si spingono verso nord formano gli anticicloni dinamici (ad esempio l'anticiclone delle Azzorre, vedi pag. 48); in essi si ha convergenza (~ avvicinamento) d'aria in quota, che produce conseguentemente una compressione dell'aria verso il basso e un suo accumulo al suolo, dove quindi la pressione sale. Un anticiclone è dunque una zona della superficie terrestre dove la pressione al suolo è alta. Essendo l'aria calda, essa è poco densa e quindi la pressione diminuisce poco all'aumentare della quota. L'alta pressione al suolo rima-

Foto a fianco: un fronte caldo si avvicina alle Alpi

ne pertanto alta pressione anche in quota.
Viceversa, le masse d'aria fredda che si spingono verso sud formano i cicloni dinamici (ad esempio la depressione d'Islanda, vedi pag.49); in essi si ha divergenza (~ allontanamento) d'aria in quota, che produce conseguentemente un richiamo e un innalzamento d'aria dal basso e una sua rarefazione al suolo, dove quindi la pressione scende. Un ciclone è dunque una zona della superficie terrestre dove la pressione al suolo è bassa. Essendo l'aria fredda, essa è molto densa e quindi la pressione diminuisce molto all'aumentare della quota. La bassa pressione al suolo rimane pertanto bassa pressione anche in quota, anzi lo è ancor di più.
Vi sono, però, anche cicloni e anticicloni che hanno un'origine prettamente termica, cioè dovuti alla temperatura del suolo e dei bassi strati, e che hanno quindi anche una struttura verticale diversa. Un anticiclone termico (ad esempio l'anticiclone russo-siberiano invernale, vedi pag.48) è un aumento della pressione al suolo dovuto ad un forte raffreddamento del suolo stesso e dell'aria più prossima ad esso. Quest'aria, essendo fredda, è pesante e fa aumentare la pressione, ma per la sua alta densità

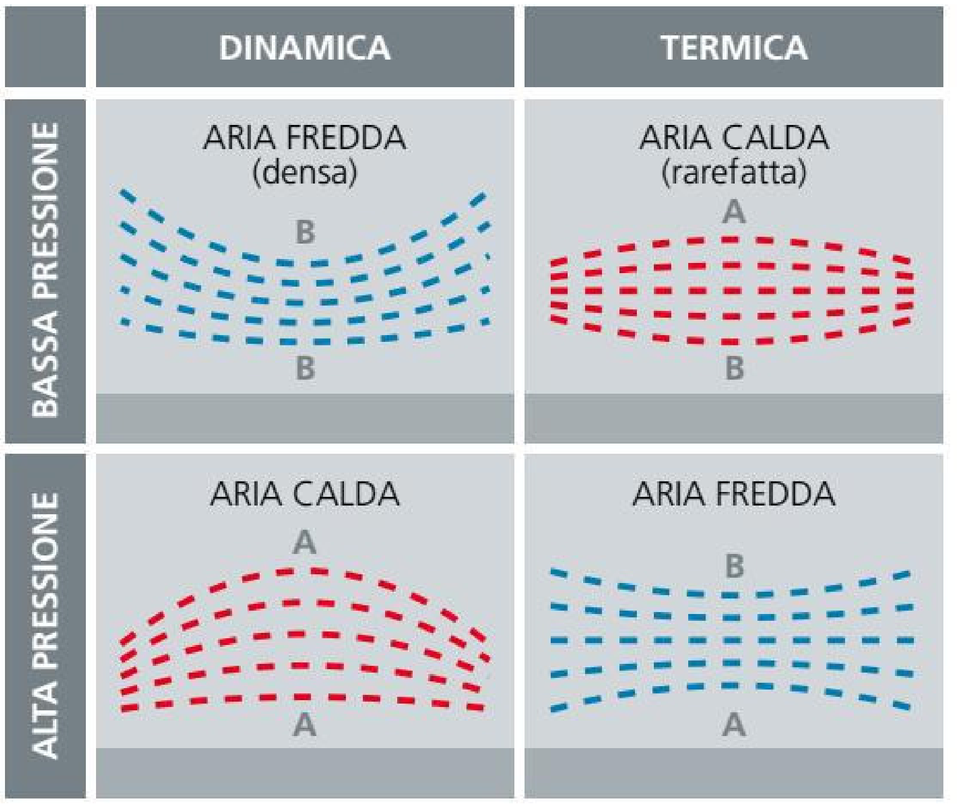


Fig. 18
Schema della sezione verticale di cicloni e anticicloni dinamici e termici

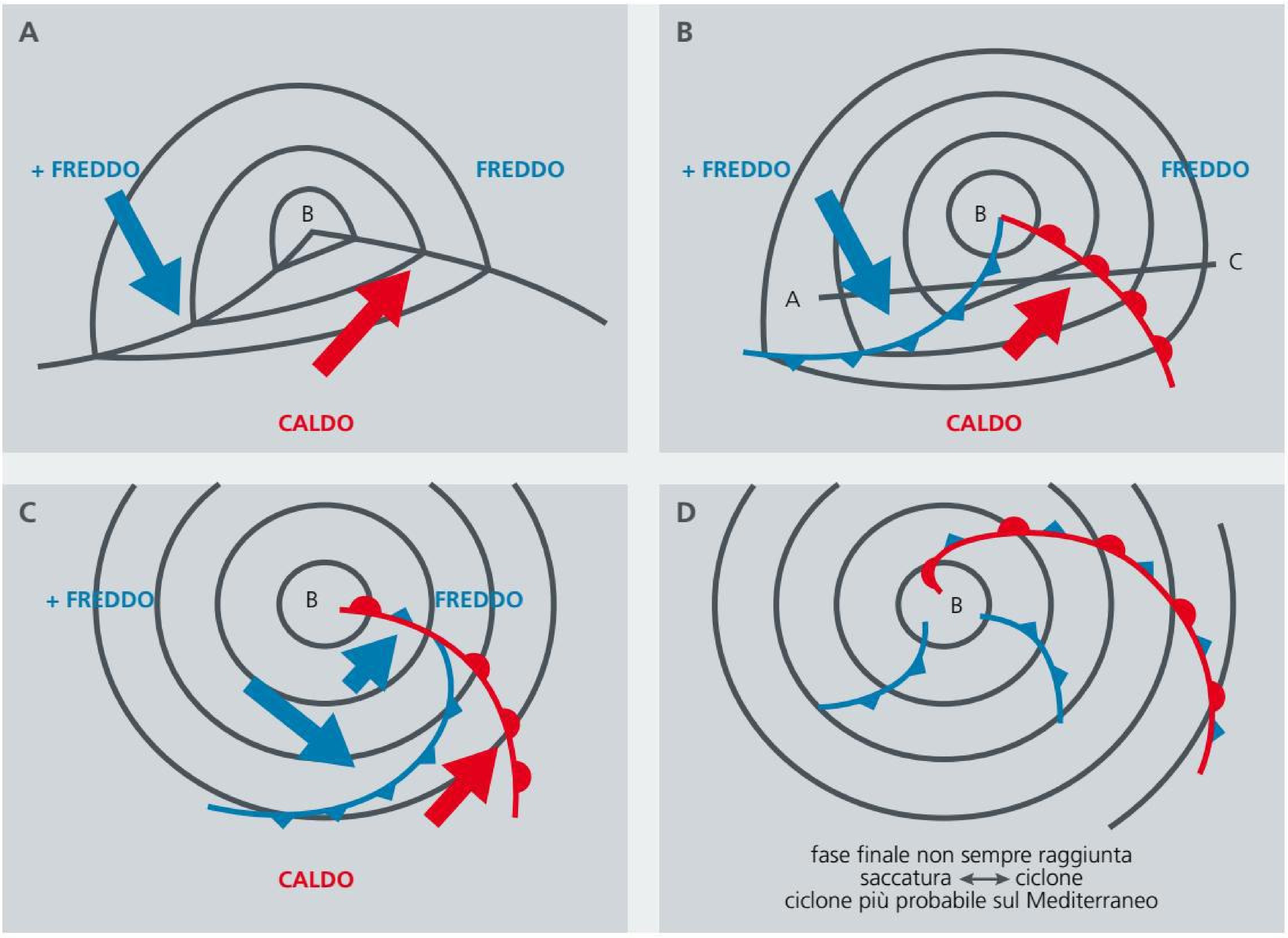


Fig. 19
Schema dell'evoluzione di un sistema frontale

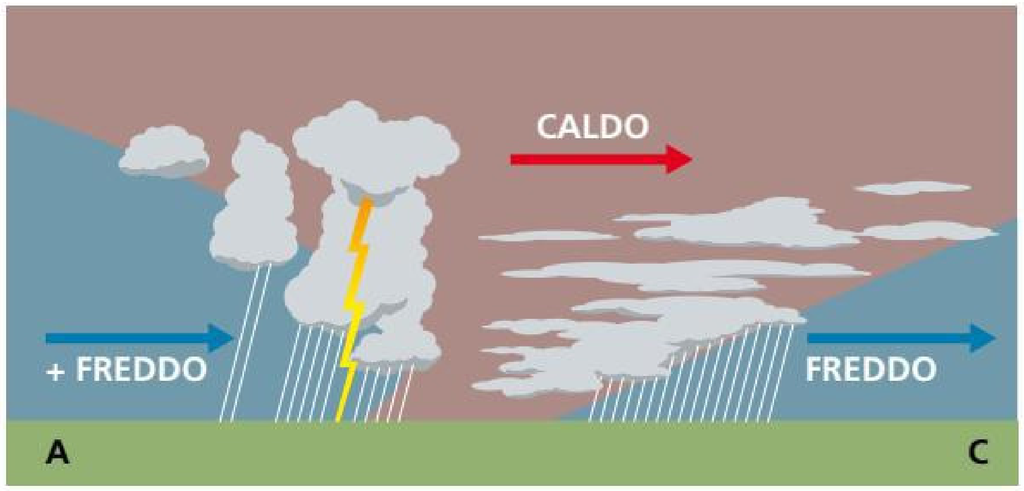
la pressione diminuisce molto all'aumentare della quota. L'alta pressione al suolo diviene pertanto pressione bassa o normale in quota. Viceversa, un ciclone termico è generato da una diminuzione della pressione al suolo dovuta ad un forte riscaldamento del suolo stesso e dell'aria più prossima ad esso. Quest'aria, essendo calda, è leggera e fa diminuire la pressione, ma per la sua bassa densità la pressione diminuisce poco all'aumentare della quota. La bassa pressione al suolo diviene pertanto pressione alta o normale in quota.

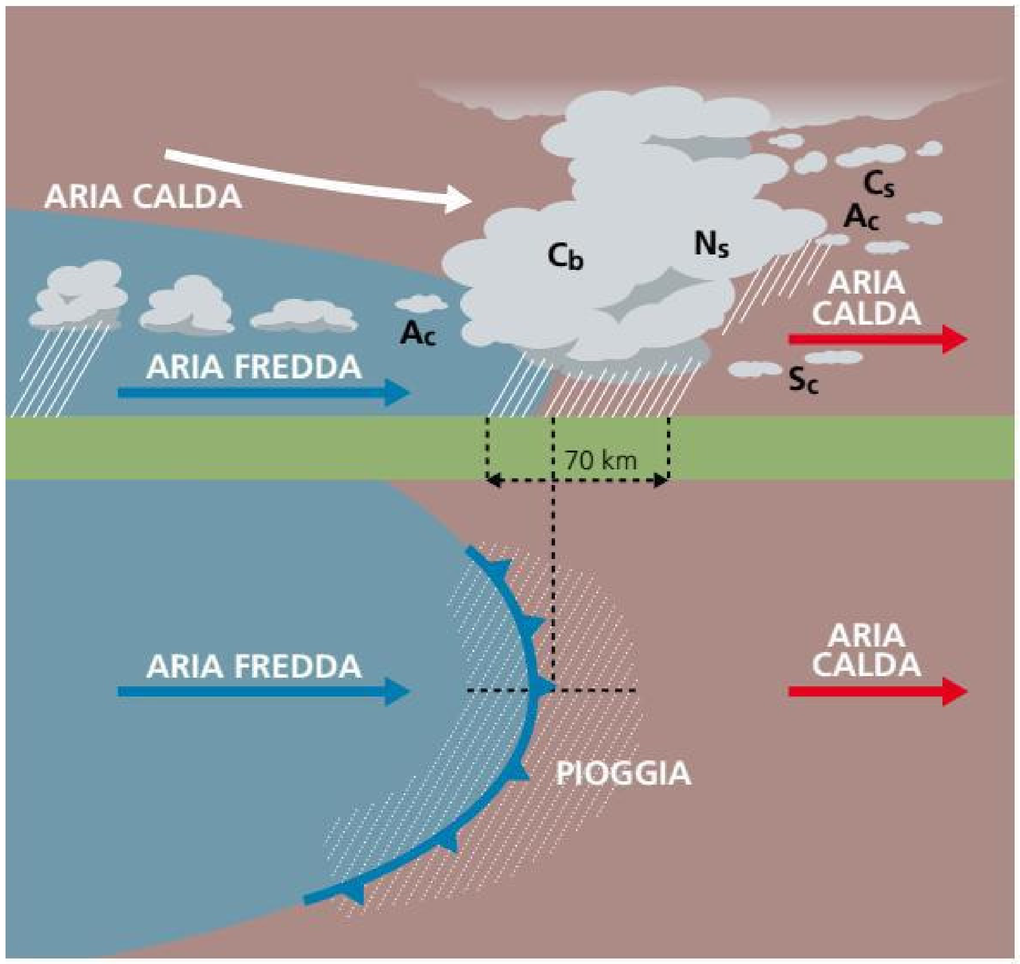
Per compensare lo squilibrio fra l'accumulo d'aria negli anticicloni e la mancanza d'aria nelle basse pressioni, l'aria tende naturalmente a muoversi dalle zone di alta pressione verso quelle di bassa pressione, generando il vento (vedi pag. 19). A causa dell'attrito e della rotazione terrestre, nell'emisfero nord il moto viene deviato in senso orario attorno agli anticicloni (alte pressioni) e antiorario attorno ai cicloni (basse pressioni), assumendo un andamento obliquo rispetto alla direzione radiale.

I FRONTI

COME SI FORMANO, COME SONO FATTI E COSA PROVOCANO

Nei bassi strati atmosferici, vicino al terreno e a causa dell'attrito con esso, l'andamento delle correnti occidentali delle medie latitudini non è così continuo e indisturbato come in quota; il flusso è più irregolare e le masse d'aria calda e fredda tendono a mescolarsi poco, mantenendo la propria individualità e "scontrandosi" lungo delle superfici, come fossero delle pareti divisorie, dette "fronti". L'unione di queste superfici forma un'unica superficie di demarcazione





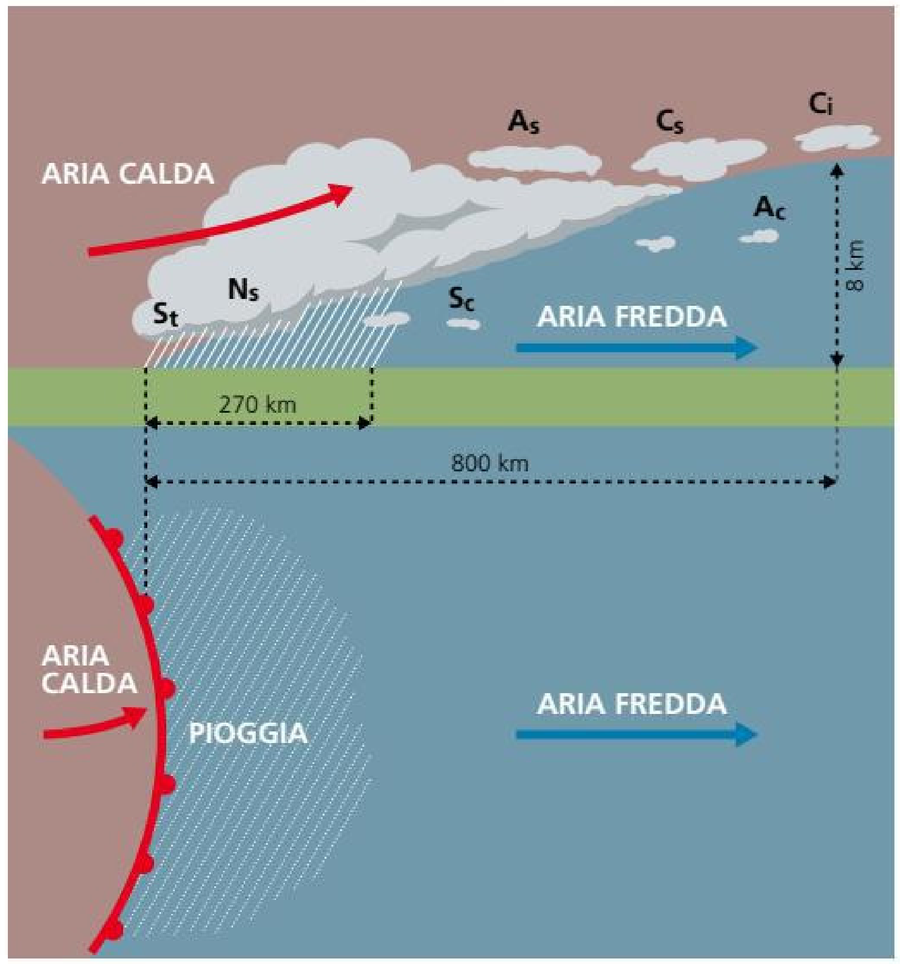


Fig. 20
Sezione verticale di un sistema frontale (riquadro B della fig. 19)

Fig. 21
Sezione verticale e proiezione in pianta del fronte freddo

Fig. 22
Sezione verticale e proiezione in pianta del fronte caldo

Nelle foto: in alto l'approssimarsi di un fronte caldo, qui a fianco, un fronte freddo

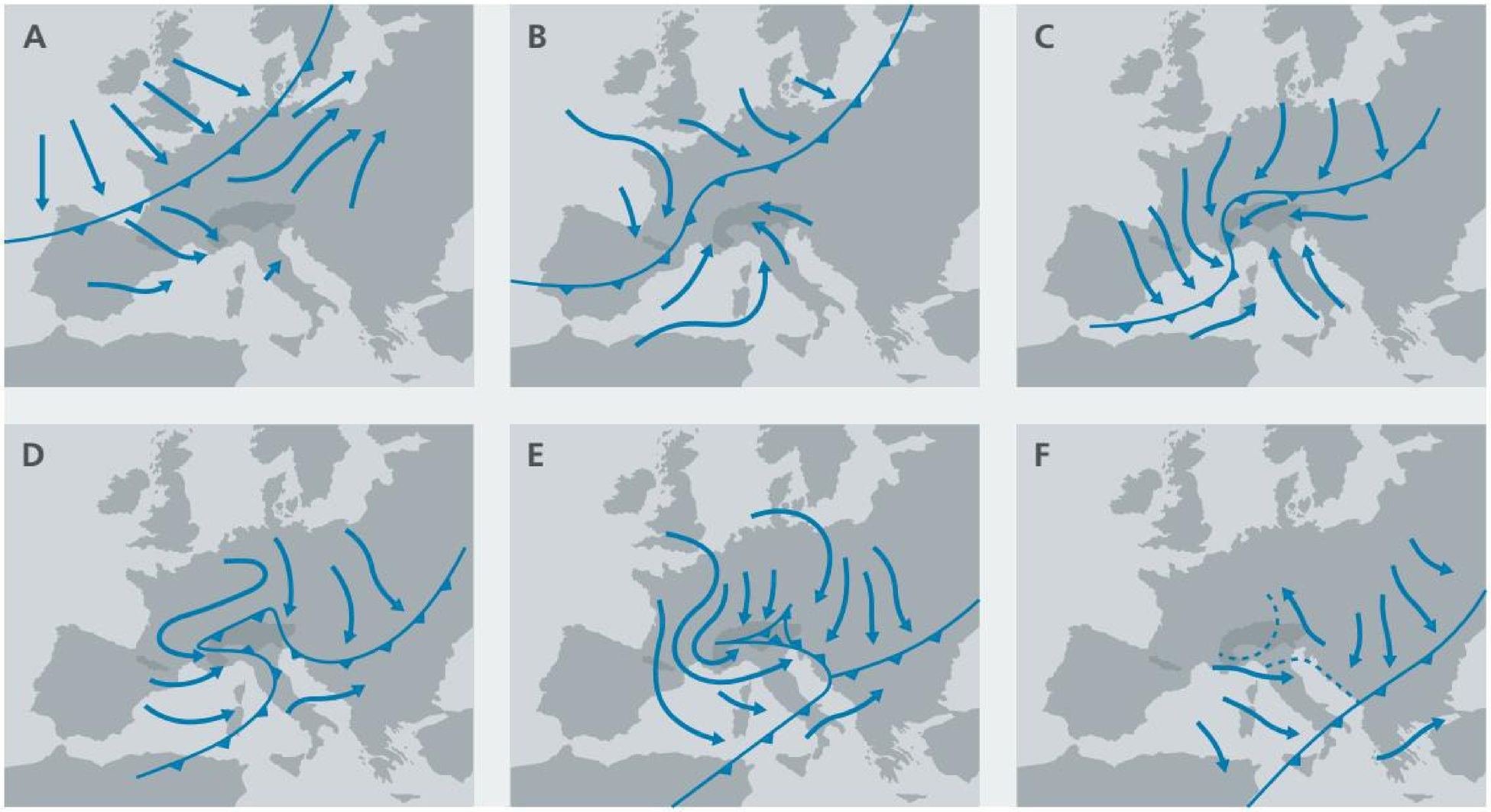


Fig. 23
Schema del passaggio di un fronte freddo da nordovest sulle Alpi

che idealmente gira attorno a tutta la Terra e si chiama "fronte polare", che separa le masse d'aria polari da quelle tropicali. Lo stesso nome viene dato anche alla sua intersezione con il suolo. Inizialmente la superficie che separa l'aria calda da quella fredda, chiamata fronte, è poco incurvata. Però, per mantenere il sistema terrestre in equilibrio, è necessario uno scambio di calore fra l'equatore e i poli e quindi l'aria fredda preme verso sud e quella calda verso nord. In alcuni tratti del fronte prevale la prima - e allora si ha il fronte freddo - in altri la seconda - e allora si ha il fronte caldo. Il fronte, nei due tratti, si incurva nelle due direzioni (vedi riquadro A della figura 19). L'aria comincia a ruotare attorno al punto di incontro dei due fronti e si forma una depressione (riquadro B). Poiché l'aria fredda di solito è più veloce di quella calda, il fronte freddo tende a raggiungere quello caldo (riquadro C). Quando lo raggiunge tutta l'aria del settore caldo viene sospinta verso l'alto e al suolo aria più fredda avanza verso aria un po' meno fredda. Il fronte è allora occluso. A questo punto la depressione tende a scomparire, o perché viene riassorbita dalle correnti occidentali, o perché si isola da esse e si colma lentamente (riquadro D). Il fronte polare, nel frattempo, si è spostato, tornando più rettilineo, e un nuovo ciclo può ricominciare. La figura 20 mostra il sistema frontale lungo la sezione verticale A-C del riquadro B della figura 19. I due fronti sono molto differenti: quello caldo è una superficie quasi piatta e inclinata in avanti; quello freddo è una superficie con una punta che si spinge in avanti, ma che poi si curva e si inclina all'indietro.

Il fronte caldo

L'aria calda, che è meno densa e quindi più leggera, avanza scivolando sopra quella fredda (vedi fig. 22). Avanzando, si innalza, si espande, si raffredda e fa condensare il vapore che contiene formando nuvole perlopiù stratiformi (vedi pag. 52 e seguenti), dapprima sottili, poi man mano più spesse e compatte. Le prime nuvole, le più avanzate davanti al fronte caldo sono quindi i cirri; seguono poi in successione, via via più spesse, i cirrostrati, gli altostrati e infine i nembostrati. Nel settore caldo possiamo trovare degli stratocumuli. Le piogge (o nevicate) che queste nuvole generano sono graduali, inizialmente deboli, poi progressivamente più abbondanti, di tipo continuo. Durante il passaggio del fronte caldo il vento normalmente resta di debole intensità e la temperatura tende ad aumentare.

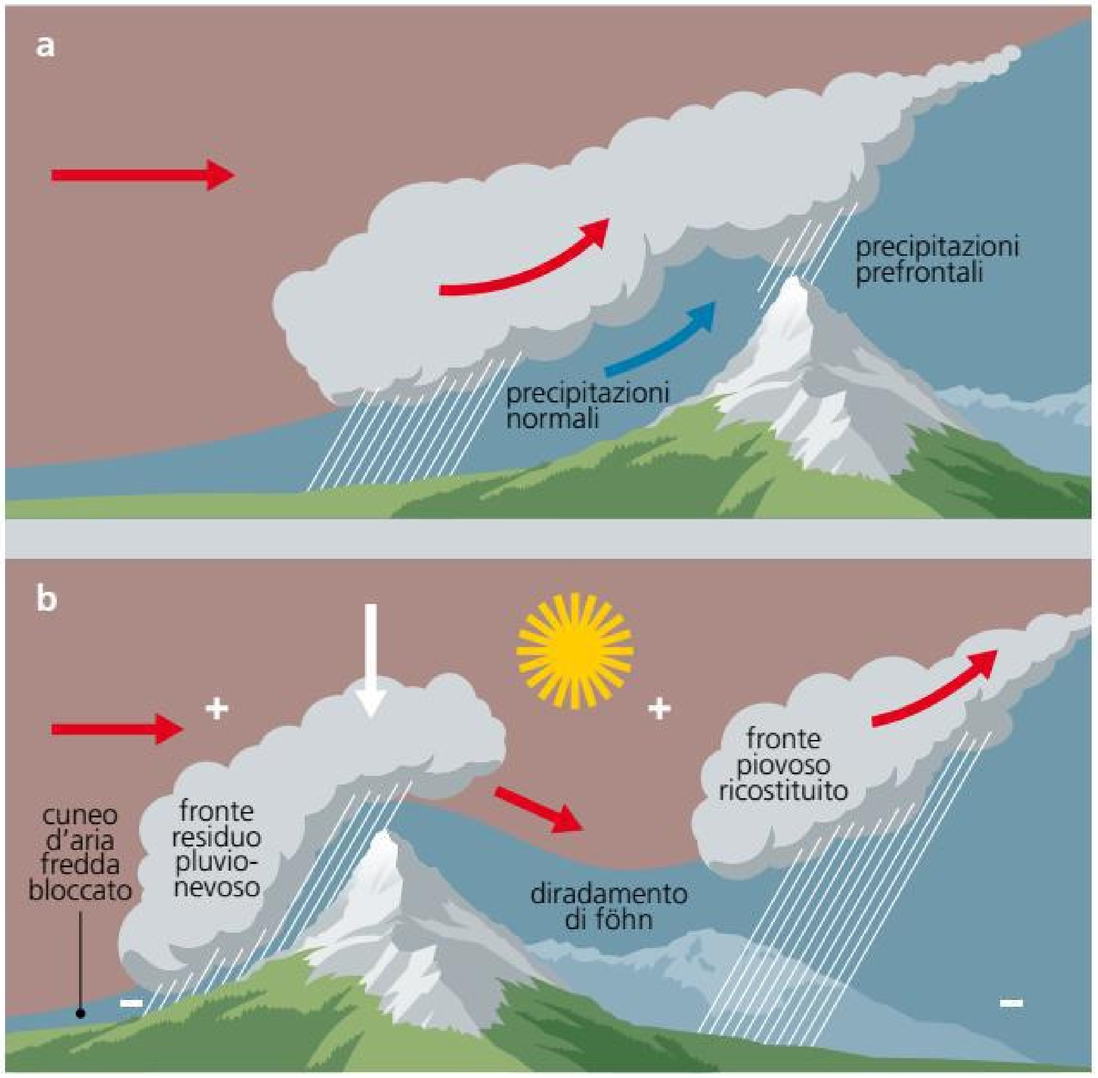


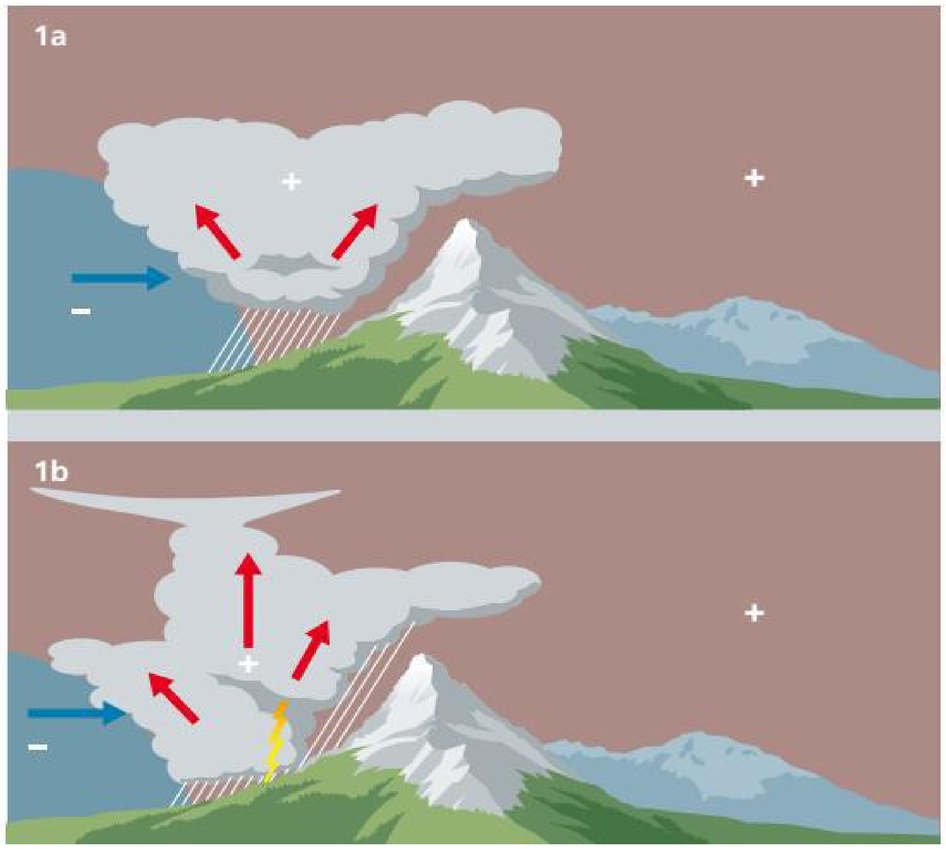
Fig. 24
Schema dell'interazione di un fronte caldo con le Alpi

Nelle foto: sopra un fronte caldo; a fianco un fronte freddo

Fig. 25–26
Schema dell'interazione di un fronte freddo con le Alpi

Fig. 25
Il fronte freddo si approssima alla catena montuosa.
1a) aria stabile: ispessimento della copertura nuvolosa, precipitazioni intense (inverno)
1b) aria instabile: sviluppo di grandi sistemi temporaleschi (estate)

Fig. 26
Il fronte freddo sale lungo la catena montuosa e la valica.
2a–b) spessore dell'aria fredda minore della catena montuosa: caso stabile (a) e instabile (b), in entrambi le precipitazioni rimangono da un lato della catena
2c) spessore maggiore, forte vento in quota: precipitazioni da una parte della catena montuosa, dall'altra foehn
2d) spessore maggiore, vento debole in quota: precipitazioni da una parte della catena montuosa, forte instabilità dall'altra



Il fronte freddo

L'aria fredda, essendo più densa e quindi più pesante, si incunea sotto all'aria calda preesistente e la solleva bruscamente(vedi fig. 21). L'aria calda, in genere umida, sollevandosi si espande e si raffredda, facendo condensare il vapore che contiene e formando nuvole cumuliformi (vedi pag. 52 e seguenti). Il fronte freddo è quindi composto da cumuli e, specie d'estate, cumulonembi, le nuvole del temporale. Le precipitazioni che si generano sono in genere intense ma discontinue, in estate anche temporalesche. Il passaggio del fronte freddo è in genere accompagnato da un rinforzo del vento e da una diminuzione della temperatura.

CASI PARTICOLARI
I fronti in estate

Un sistema frontale in piena estate, con aria molto calda, può rappresentare un caso particolare. Infatti, proprio perché l'aria è molto calda, è necessario molto vapore per arrivare alla condensazione. Spesso la quantità di vapore non è sufficiente e allora il fronte caldo quasi non si nota, se non per una velatura del cielo, e il fronte freddo arriva improvviso - e spesso inaspettato. Inoltre, d'estate il terreno è molto caldo e quando arriva una massa d'aria dall'Atlantico è probabile che essa sia più fresca e che quindi si presenti direttamente con le caratteristiche del fronte freddo. Analogo è il caso dell'occlusione: quando il fronte freddo ha raggiunto quello caldo, essi si presentano insieme, a volte con scarso preavviso.

I fronti e le Alpi

All'interno del continente europeo, le Alpi influenzano molto profondamente la circolazione atmosferica. La figura 23 mostra il caso tipico di un fronte freddo da nordovest che viene fortemente modificato e rallentato (anche fino a 24 ore) nel passaggio delle Alpi. La parte di fronte che le incontra resta molto indietro rispetto al ramo occidentale - che scende dalla valle del Rodano e dalla porta di Carcassonne - e al ramo orientale - che avanza sui Balcani. Quando il fronte si "chiude" sulla Valpadana (vedi il riquadro E) possono verificarsi fenomeni anche intensi come, d'estate, violenti temporali con grandine e a volte trombe d'aria. Oltre a questa, c'è anche una seconda situazione che provoca effetti simili: infatti succede abbastanza frequentemente che d'estate i fronti freddi, rallentati e deformati dalle Alpi (vedi figura precedente), oltrepas-

sano le Alpi prima in quota che al suolo. Così, per qualche ora, in quota c'è già aria molto fredda mentre al suolo, specialmente nel catino padano-veneto, ristagna ancora aria molto calda e umida. Questo genera una forte instabilità che, a sua volta, produce di solito forti temporali con fenomeni a volte violenti (grandinate, vento forte, trombe d'aria .....). Le figure 24, 25 e 26 illustrano più dettagliatamente le varie fasi e varianti del passaggio di un fronte caldo o freddo sulle Alpi.

I FENOMENI METEO TIPICI DELLE ALPI

STABILITÀ E INSTABILITÀ

COSA VUOL DIRE

L'aria, come già visto, non viene riscaldata prevalentemente dai raggi del Sole, dall'alto, bensì dal calore riemesso dalla superficie terrestre, cioè dal basso. Perciò gli strati più bassi dell'atmosfera, quelli più vicini alla superficie terrestre, sono, in condizioni normali, i più caldi. Quindi all'aumentare della distanza dalla superficie terrestre, cioè della quota sul mare, di solito l'aria diviene più fredda, ovvero la temperatura diminuisce secondo una regola più o meno costante (pari a circa 0,6 °C ogni 100 m di innalzamento). In queste condizioni gli innalzamenti di una qualunque massa d'aria non vengono né favoriti né ostacolati: si dice che l'atmosfera è neutra.

Possono però verificarsi delle condizioni meteo particolari: in quota può essere più freddo del normale e/o nei bassi strati più caldo (vedi figura 27, a), oppure in quota può essere meno freddo del normale e/o nei bassi strati meno caldo (vedi figura 27, c).

Nel primo caso (a) gli spostamenti verticali dell'aria, cioè gli innalzamenti, vengono favoriti e si dice che l'atmosfera è instabile; nel secondo caso (c) gli innalzamenti vengono ostacolati e si dice che l'atmosfera è stabile.

PERCHÉ AVVIENE COSÌ?

Per capire perché avviene così immaginiamo che un volume d'aria sia costretto ad innalzarsi, ad esempio perché incontra un rilievo montuoso; esso si trova man mano in mezzo ad aria sempre meno densa e quindi si espande; l'espansione provoca un raffreddamento grossomodo costante (detto adiabatico, pari a circa 1 °C ogni 100 m), per la legge dei gas perfetti, a cui in prima approssimazione l'aria si può assimilare.

Quando il volume è arrivato ad una certa altezza, se l'aria cir-

costante è più calda, il volume è più freddo di essa, quindi più denso, ovvero più pesante, e risente di una spinta verso il basso. Gli innalzamenti vengono allora smorzati o arrestati e l'atmosfera si dice stabile.
Viceversa, se l'aria circostante è più fredda il volume è più caldo di essa, quindi meno denso, ovvero più leggero, e risente per galleggiamento di una spinta verso l'alto. Gli innalzamenti vengono allora favoriti e l'atmosfera si dice instabile.

COSA SUCCEDE QUANDO L'ATMOSFERA È INSTABILE O STABILE?

Durante i mesi primaverili e estivi è abbastanza frequente che vicino al terreno, in particolare sui pendii rivolti a Sud fortemente riscaldati dai raggi del Sole, l'aria sia particolarmente calda; essa quindi può contenere molto vapore. Può anche succedere, in alternativa o in concomitanza con il riscaldamento dell'aria vicino al suolo, che in quota si trovino strati di aria molto fredda. Allora l'atmosfera è instabile e dunque favorisce il sollevamento dell'aria calda dal suolo, che può essere inizialmente provocato dalla spinta del vento contro una montagna, o per l'avvicinarsi di un fronte, ecc.; questi movimenti verticali dell'aria si chiamano "moti convettivi". Sollevandosi, l'aria calda ed umida proveniente dal basso si trova immersa in aria meno densa e quindi si espande; espandendosi si raffredda e perde capacità di contenere vapor d'acqua, per cui fa condensare quello in eccesso. Quando condensa molto vapore – in presenza di minuscole particelle su cui esso si può "aggrappare" o "appoggiare", i nuclei di condensazione – si producono sempre più numerose goccioline d'acqua liquida o cristalli di ghiaccio, formando le nuvole (o le nebbie, cioè nuvole a contatto con il suolo, vedi pag. 52 e seguenti). Le nuvole sono dunque zone dell'atmosfera in cui è presente acqua non solo allo stato gassoso, come vapore, ma anche allo stato liquido e solido, poiché in quota la temperatura è sufficientemente bassa. Se il processo continua, le goccioline e i cristalli, urtandosi nel moto turbolento all'interno della nuvola, si aggregano e divengono sempre più grosse e pesanti, formando vere e proprie gocce d'acqua e fiocchi di neve. Ad un certo punto, saranno così pesanti che i movimenti verticali dell'aria che hanno generato la nuvola non riescono più a trattenerli in aria ed essi cominciano a cadere al suolo, formando le precipitazioni, prevalentemente sotto forma di pioggia e neve. Se l'aria di partenza è molto calda e/o molto umida, essa può sollevarsi - e quindi raffreddarsi - tanto e velocemente; allora la condensazione può essere rapida e

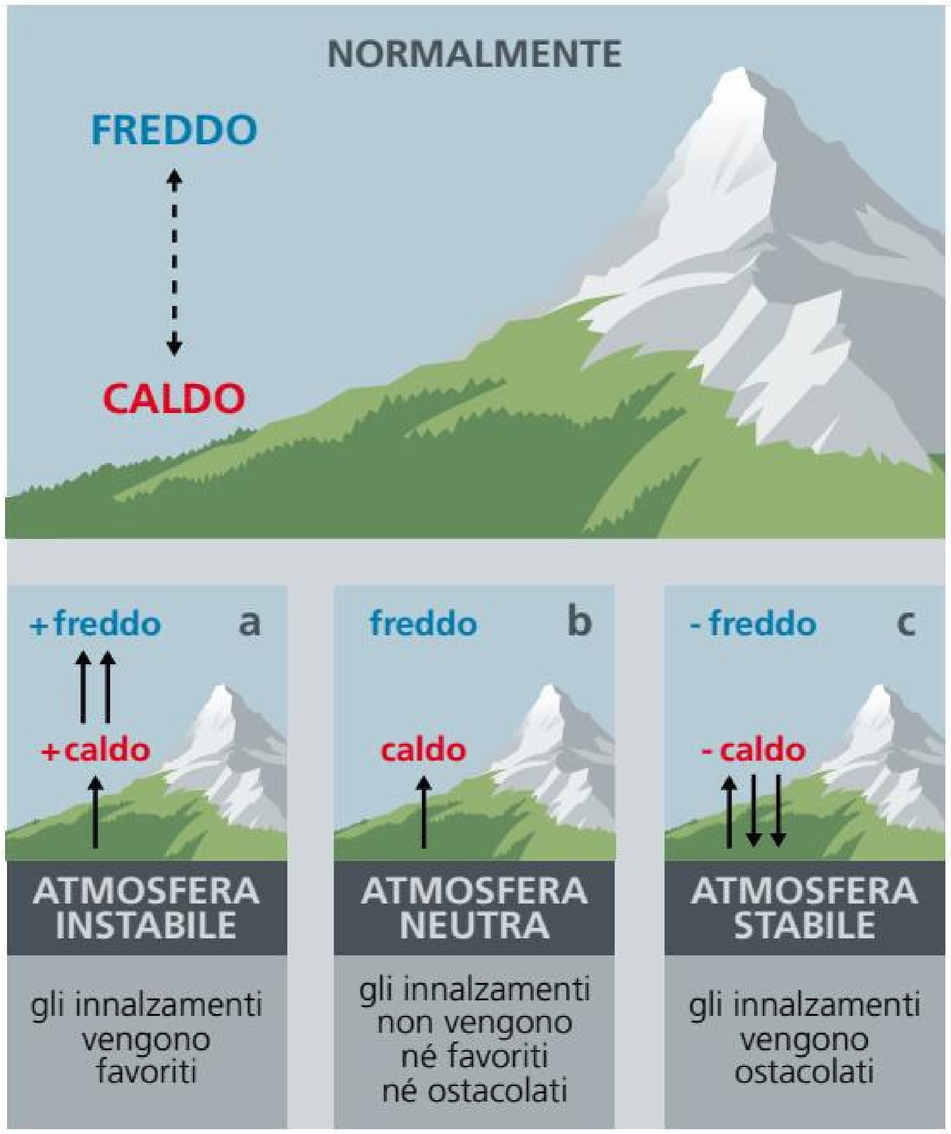


Fig. 27
Atmosfera instabile, neutra e stabile

abbondante e si possono formare i temporali, che producono precipitazioni anche molto intense (piogge torrenziali, grandine, ecc.). Viceversa, quando l'atmosfera è stabile è difficile che si formino nuvole e precipitazioni, poiché gli innalzamenti vengono ostacolati e con essi il raffreddamento dell'aria e la condensazione del vapore che contiene. Addirittura, una forte stabilità può favorire dei movimenti discendenti dell'aria (chiamati "subsidenza"), con conseguenti compressione, riscaldamento ed evaporazione delle eventuali nuvole presenti. Non sempre, però, un'atmosfera stabile è sinonimo di bel tempo: un altro effetto della stabilità può essere l'inversione termica (vedi più avanti, pag. 38), con le nebbie o la nuvolosità che essa può comportare.

UN CASO PARTICOLARE MA FREQUENTE

Il temporale

L'evoluzione di un temporale e i fenomeni che esso produce possono essere schematicamente descritti suddividendo in tre fasi (con tutti i limiti che ciò comporta, anche perché alcuni aspetti dei fenomeni che avvengono all'interno di una nuvola

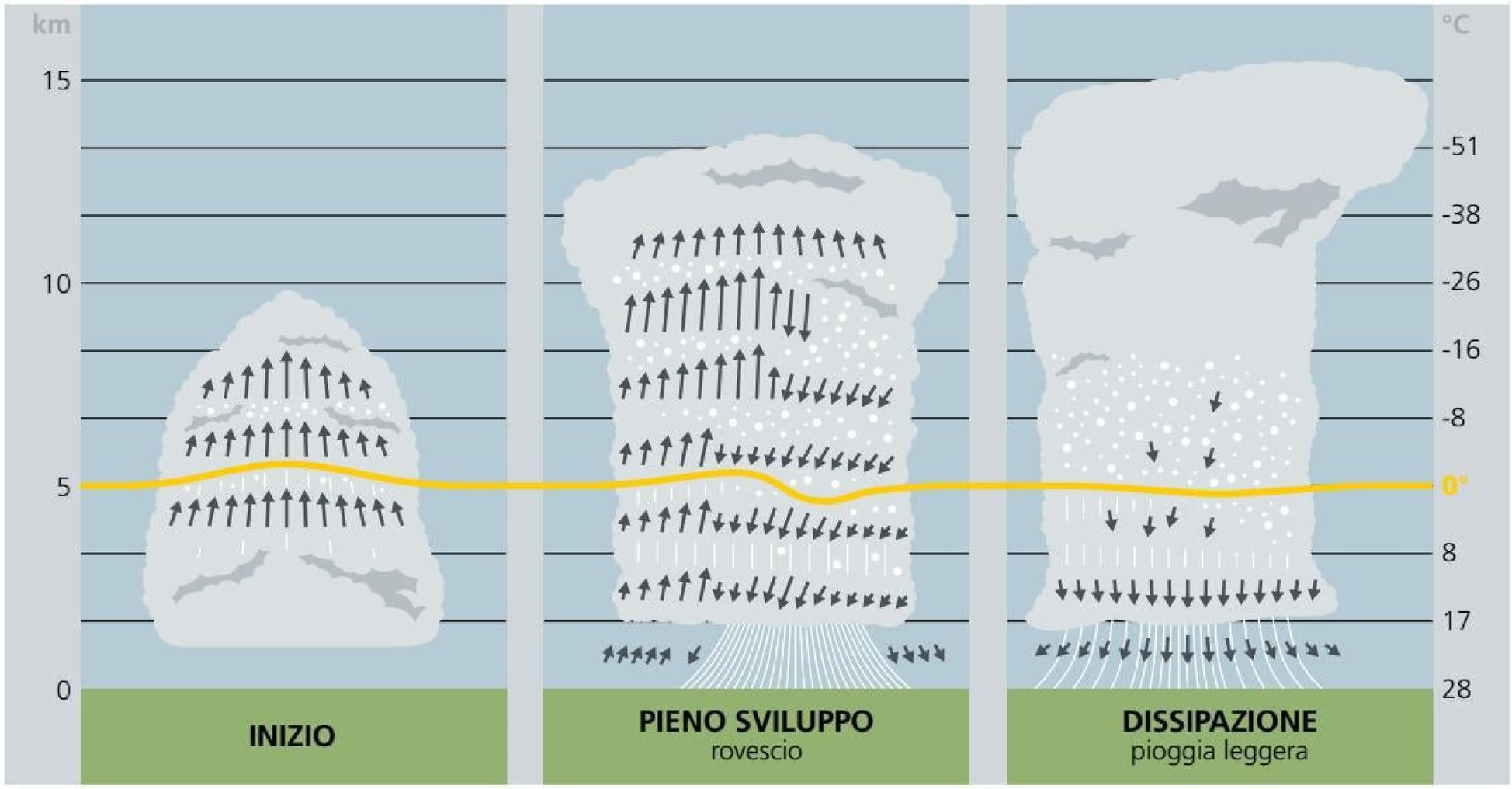


Fig. 28
Schema delle tre fasi di un temporale

temporalesca non sono ancora perfettamente conosciuti).

- All'inizio un primo sollevamento di aria calda e umida, per il meccanismo descritto sopra, genera una nuvola a forma di cumulo (vedi pag. 56). Il cielo intorno ad esso è sgombro da altre nuvole rilevanti e il soleggiamento del terreno è quindi intenso; questo favorisce l'instabilità. Sulla sommità e al contorno del cumulo si osservano delle protuberanze "a cavolfiore", delle zone rotondeggianti, nitide e in espansione, che sono un altro indizio di cumulo in crescita in favorevoli condizioni di instabilità: infatti all'interno della nuvola l'aria si muove solo verso l'alto. Il processo di formazione del temporale si è ormai innescato e continua ad inglobare aria calda e umida dal basso. Sollevandosi, l'aria si espande, si raffredda e fa condensare il vapore che contiene; la condensazione rilascia calore, per cui di solito la nuvola resta più calda e più leggera dell'aria circostante e continua a salire, mantenendo attivo il processo. Più l'atmosfera è instabile, più la formazione del temporale è favorita. Nel giro di non molto tempo, ecco che il giovane cumulo è cresciuto, diventando un cumulo imponente, torreggiante. Le protuberanze sono divenute molto prominenti e dal corpo della nuvola, verso l'alto, sorgono altri sviluppi di nuvola, simili a delle torrette. I contorni della nuvola sono ancora nitidi e il cielo intorno ad essa è ancora abbastanza terso. Di solito in questa fase non si hanno ancora precipitazioni.
- Nella fase intermedia, quella del pieno sviluppo del temporale, cominciano a formarsi al suo interno anche delle correnti discendenti. Nelle zone dove l'aria sale, lo zero termico è a quote più elevate; in quelle dove scende, è a quote più basse. La nuvola è ormai giunta alla sua maturità, divenendo un cumulonembo (vedi pag. 56); la sua parte più alta si allarga e assume una forma che spesso ricorda un'incudine. Il cielo attorno ad essa è in parte coperto da altre nuvole. La base della nuvola è scura e minacciosa e da essa scendono, in varie zone, pioggia e, a volte, grandine. Al suolo possono verificarsi anche forti colpi di vento; i temporali più intensi possono sviluppare anche trombe d'aria (per fortuna da noi piuttosto rare). In primavera possono verificarsi anche temporali con neve. Il contorno della nuvola, specie se osservata da vicino, non è più nitido, ma perlopiù sfumato.
- Nella fase finale, quella della dissipazione, viene meno il "carburante" del temporale, cioè l'aria calda e umida; mancando, non vi sono più nemmeno correnti ascendenti e rimangono solo quelle discendenti, con precipitazioni residue. Tutti i fenomeni tendono gradualmente a diminuire d'intensità e il temporale a poco a poco si esaurisce. Di solito la sommità della nuvola, con l'incudine, si espande orizzontalmente, formando una specie di scia nella direzione del vento dominante in quota e quindi tendendo ormai a sfilacciarsi.

Tipi di temporale

I temporali sono uno degli elementi caratterizzanti della meteorologia delle Alpi, soprattutto nel semestre estivo (ma non esclusivamente) e - molto sinteticamente - possono avere diverse origini, fra cui le ultime tre direttamente legate alla presenza locale di condizioni di instabilità:

- temporale da fronte freddo - quando l'aria fredda del fronte, incuneandosi sotto a quella più calda e umida preesistente, la solleva bruscamente;
- temporale da aria fredda in quota - quando l'aria fredda non arriva fino al suolo ma solo in quota;
- temporale postfrontale - quando il terreno ancora caldo scalda di nuovo l'aria dopo il passaggio del fronte;
- temporale di calore / da brezza - quando l'aria vicino al terreno diventa molto calda e umida; le brezze aiutano.

Lampi e tuoni

Nei temporali, il continuo sfregamento delle gocce di acqua e dei cristalli di ghiaccio fra loro, a causa delle forti correnti verticali ascendenti e discendenti contigue, porta alla separazione delle cariche elettriche all'interno della nuvola. Le particelle di ghiaccio, più leggere e cariche positivamente, si muovono verso la sommità della nuvola, mentre le particelle più pesanti, come le gocce d'acqua e la grandine, cariche negativamente, si accumulano nella parte bassa. Si viene così a creare una differenza di potenziale tra la parte alta e quella bassa, o fra due nuvole vicine. La superficie terrestre sottostante, per induzione, si carica positivamente, creando una elevata differenza di potenziale fra la base della nuvola e il suolo. Quando viene raggiunto un limite critico l'aria, che fa da isolante fra le due superfici cariche, viene perforata e avviene la scarica elettrica detta fulmine. Il fulmine è visibile poiché emette molta luce in pochissimo tempo, cioè il lampo. Il fulmine inoltre riscalda in modo repentino l'aria attraverso la quale si propaga, provocan-

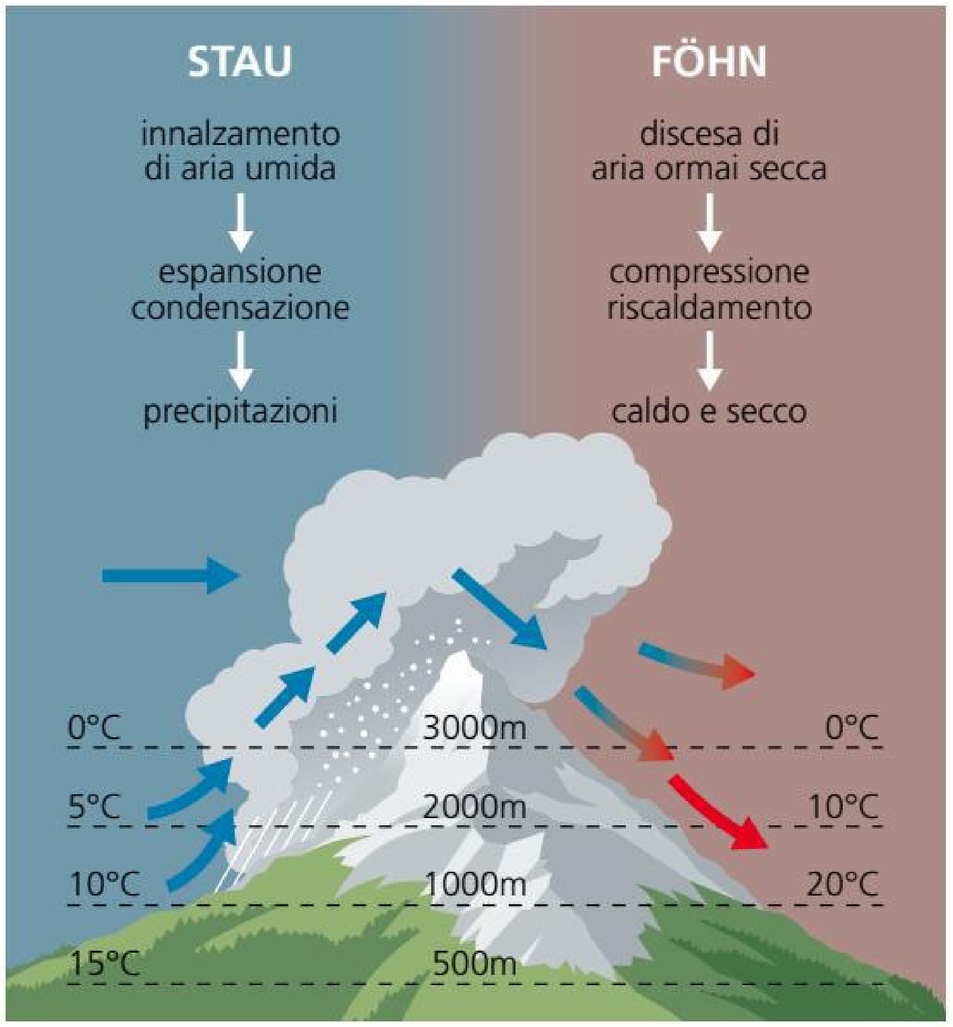


Fig. 29
Schema di Stau e Föhn

Nella pagina a fronte: tipica situazione di föhn sulla cresta di confine delle Alpi

done una rapida espansione, che dà origine ad un suono detto "tuono". Per la diversa velocità di propagazione nell'aria della luce e del suono, la luce del lampo precede il rumore del tuono. Ciò permette di stimare la distanza del temporale: misurando in secondi il tempo fra lampo e tuono e dividendo per tre, si ottiene la distanza approssimativa del temporale in chilometri. Se dopo il lampo non si sente il tuono, il temporale si trova ad almeno 20-25 km dalla nostra posizione. I lampi che cadono a terra non sono che una piccola parte di tutti i lampi prodotti da un temporale: in genere la maggior parte dei lampi avviene all'interno della nuvola, nel cielo.

STAU E FÖHN

Lo Stau e il Föhn sono tra i fenomeni meteorologici più tipici osservabili delle zone montane. Essi sono strettamente collegati, anche se non necessariamente si osservano contemporaneamente. Lo Stau e il Föhn si possono osservare sulle Alpi in tutte le stagioni, anche se essi sono il fenomeno che più caratterizza il tempo durante la stagione autunno-invernale, quando hanno minore influenza i fenomeni dovuti ai sollevamenti convettivi (come i temporali).

COSA SONO E COSA PROVOCANO

Lo Stau

Lo STAU (letteralmente "sbarramento", dal tedesco) è il fenomeno che si verifica quando una massa d'aria sufficientemente umida viene sospinta dal vento contro una catena montuosa; quest'ultima rappresenta una barriera lungo la quale la massa d'aria si accumula ed è quindi costretta a sollevarsi.

Sollevandosi, la massa d'aria si trova immersa in aria meno densa, quindi si espande; espandendosi si raffredda e perde capacità di contenere vapor d'acqua, per cui ad un certo punto arriva ad una quota alla quale il vapore diventa in eccesso e inizia a condensare (cioè si trasforma in acqua liquida). Qui succede un fatto particolare: mentre durante il sollevamento che avviene sotto la quota della condensazione, la particella d'aria si raffredda di 1 °C ogni 100 m di innalzamento (raffreddamento adiabatico), da quella quota in su, continuando a sollevarsi, la particella d'aria, a causa della liberazione del calore latente di condensazione (vedi pag.16), si raffredda in misura minore, cioè solo di circa 0,5 °C ogni 100 m di innalzamento.

Sopra alla quota di condensazione, finché c'è vapore disponibile, la massa d'aria rimane costantemente satura, cioè nelle condizioni di condensazione, e produce estese precipitazioni (pioggia e neve), che cadono al suolo, anche se esso è sotto alla quota di condensazione (cioè fuori dalle nuvole, sotto ad esse).

L'intensità della condensazione dovuta al sollevamento forzato dell'aria, e quindi la quantità delle precipitazioni che ne derivano, oltre che naturalmente dalla dimensione e dall'altitudine della barriera montuosa, dipendono principalmente dalla velocità del vento che genera il sollevamento e dall'angolo fra la direzione del vento e l'asse della barriera montuosa (il massimo effetto di sollevamento si raggiunge quando la barriera montuosa è perpendicolare al flusso del vento). Inoltre esse dipendono dal contenuto di umidità iniziale della massa d'aria, ragion per cui i primi rilievi prealpini sono quelli che generalmente ricevono la maggior quantità di precipitazioni; solo in caso di flussi particolarmente intensi i massimi di precipitazione possono spingersi nelle zone più interne. Se invece la massa d'aria che arriva contro la catena montuosa è molto secca, essa, pur sollevandosi, espandendosi e raffreddandosi, potrebbe non raggiungere una temperatura sufficientemente bassa da avere vapore in eccesso da far condensare. Lo Stau dunque non si verifica, cioè non si parla di Stau se una

massa d'aria che arriva contro una catena montuosa, a causa della sua bassa umidità, non determina formazione di nuvolosità e precipitazioni.

L'accumulo d'aria sul versante sopravvento della catena montuosa produce non solo il sollevamento della massa d'aria stessa, ma anche un aumento della pressione al suolo, in apparente contrasto con le condizioni di brutto tempo caratteristiche dello Stau. Allora le isobare, cioè le linee che sulla carta del tempo congiungono i punti di uguale pressione, assumono la caratteristica configurazione definita a "naso".

Il Föhn

Il FÖHN o FOEHN - Una volta superato lo spartiacque della barriera montuosa la massa d'aria si riversa in modo turbolento sul versante sottovento e si verifica il fenomeno inverso allo Stau, denominato Föhn; anche al caratteristico vento generato da questo fenomeno viene dato lo stesso nome.

Cosa succede? L'aria che scavalca le montagne di solito è ancora satura di vapore, cioè in condizioni di condensazione, ma il vapor d'acqua disponibile è molto meno che all'inizio dello Stau, perché la gran parte è già stata persa sul versante sopravento

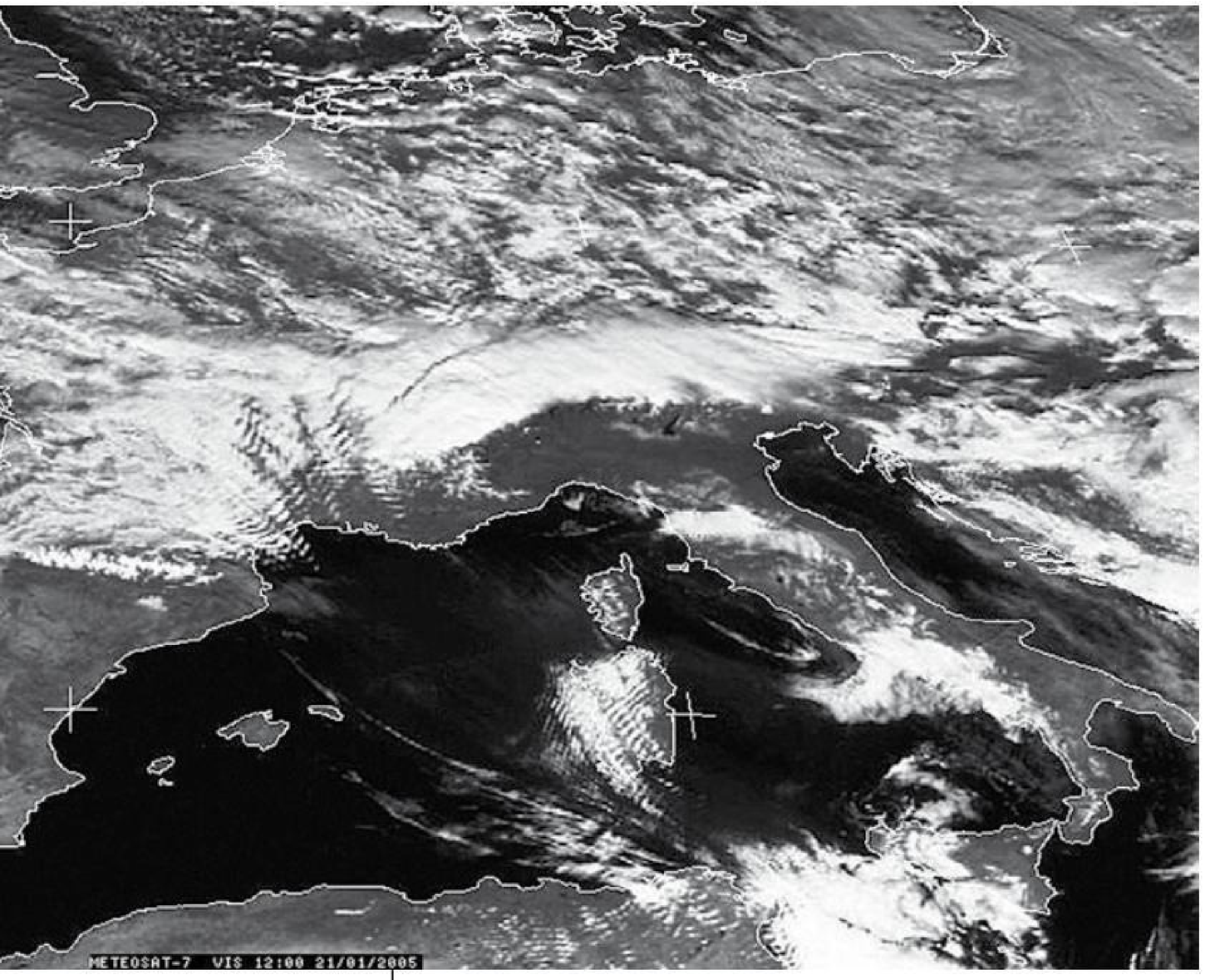


Fig. 30
Foto ripresa dal satellite di una situazione di Föhn

(producendo pioggia e neve); per di più, ora che scende e perde quota sul versante sottovento la massa d'aria si trova immersa in aria più densa, quindi si comprime; comprimendosi si riscalda e riacquista capacità di contenere acqua allo stato gassoso, cioè vapore, facendo evaporare le goccioline d'acqua che si trovano in essa. Durante questa fase l'aria si riscalda di circa 0,5 °C ogni 100 m di abbassamento, per intervento del calore latente di evaporazione.

Ad un certo punto arriva ad una quota, ad una certa distanza dallo spartiacque, alla quale tutta l'acqua liquida che conteneva è evaporata - cioè le nuvole si sono dissolte, il cielo è sereno o quasi e ovviamente non ci sono più precipitazioni. Questa quota è più alta della quota di condensazione sul versante sopravento, poiché sottovento c'è meno acqua da far evaporare di quanta ce ne sia da far condensare sopravento - a causa delle precipitazioni avvenute sopravento.

Da questa quota in giù, l'aria che scende è secca, non c'è più acqua da far evaporare né conseguentemente calore latente di evaporazione e l'aria si riscalda adiabaticamente di 1 °C ogni 100 m di abbassamento; questa fase, poiché parte da più in alto, dura di più del corrispondente raffreddamento adiabatico sopravento e quindi anche il riscaldamento che ne consegue è più forte del raffreddamento che c'è stato sopravvento. Ragion per cui, ad una certa distanza dalle montagne e a parità di quota fra i due versanti, l'aria che arriva sottovento, sospinta da un vento intenso con molte raffiche, è più secca e più calda di quando era partita sopravento.

A causa dell'aumento della pressione sul versante sopravvento, sul versante sottovento si genera una bassa pressione relativa; tanto maggiore è la differenza di pressione tra i due versanti, tanto più intenso spirerà il vento di Föhn, poiché le masse d'aria si muovono sempre dalle zone di alta verso quelle di bassa pressione, con una velocità proporzionale alla differenza di pressione.

- **Föhn da sud – caldo, e da nord – solo relativamente caldo**

In realtà il Föhn è un vento caldo solo in maniera relativa, per due motivi:

1) perché l'aria si riscalda rispetto alle sue caratteristiche di partenza solo se sul versante sopravento si è raggiunta la condensazione del suo vapore;

2) perché comunque quando il Föhn arriva in fondovalle la temperatura sale solo se l'aria che subentra si è riscaldata più di quella preesistente; questo dipende quindi dalla temperatura di origine della massa d'aria in arrivo e dalla temperatura della massa d'aria già presente sottovento. Ad esempio, sul settore orientale del versante italiano delle Alpi, dove si osserva il fenomeno del Föhn con correnti di solito settentrionali, non necessariamente il vento di caduta è un vento che fa aumentare la temperatura a fondovalle, poiché l'aria che arriva da nord può essere in origine molto fredda e potrebbe non riuscire a riscaldarsi a tal punto da divenire più calda di quella che già è presente.

Al contrario sui versanti settentrionali delle Alpi, sui quali si osserva il Föhn con correnti di aria che vengono da sud, il vento di caduta è generalmente molto caldo, a causa della mitezza originaria della massa d'aria.

- **Il muro del Föhn**

Riprendendo a seguire il percorso della massa d'aria mentre scavalca le montagne, abbiamo visto sopra che sul versante sottovento essa arriva ad una certa distanza dallo spartiacque, alla

quale tutta l'acqua liquida che conteneva è evaporata, le nuvole si dissolvono e non si hanno più precipitazioni. Prima di arrivare a quella distanza, però, spesso le nuvole e le precipitazioni prodotte dallo Stau sono ancora presenti anche sul versante sottovento, seppure in varia misura, in funzione dell'intensità della corrente e dello spessore della massa d'aria satura rispetto all'altezza della catena montuosa. Il limite, ben visibile da valle del versante sottovento, fino al quale si spingono le nuvole e le precipitazioni si chiama "muro del Föhn". Su alcuni settori delle Alpi italiane che si trovano a ridosso dello spartiacque alpino principale (Valle d'Aosta, Valle Ossola, alta Val Chiavenna e alta Valtellina, Alto Adige, alte valli dolomitiche venete) si possono verificare precipitazioni anche abbondanti dovute allo "sconfinamento" del muro del Föhn oltre lo spartiacque stesso. Invece sulle zone più meridionali, in particolare dove la catena alpina raggiunge la sua massima profondità (Alpi centro-orientali fra il Garda e le Dolomiti), le precipitazioni in condizioni di sottovento sono molto più rare.

Il Föhn lungo le Alpi italiane

Il Föhn, e quindi il riscaldamento della massa d'aria in discesa sul versante sottovento di una barriera montuosa, è tanto più intenso quanto più è alto l'ostacolo stesso. Sulle Alpi occidentali, dove lo spartiacque della catena montuosa supera anche i 4000 m e si ha un grande dislivello tra la cresta principale e il fondovalle, il riscaldamento della massa d'aria risulta in genere particolarmente sensibile, così che nelle valli o sulla pianura padana piemontese e in parte lombarda le alte temperature che si registrano quando c'è il Föhn sono decisamente rilevanti. Nelle valli e sulle pianure del nordest, invece, dove l'altezza dello spartiacque alpino è minore (3000 m) e dove quindi il dislivello durante il quale la massa d'aria in discesa subisce il riscaldamento è meno imponente, il Föhn si presenta più raramente e le temperature che si registrano quando arriva sono generalmente più modeste. Un caso limite si ha sulla pianura friulana, dove di solito il Föhn non è abbastanza intenso da riuscire a scalzare lo strato di aria più fredda (e pesante) preesistente e quindi esso non arriva al suolo, ma genera un'inversione termica in quota - vedi capitolo seguente.

L'INVERSIONE TERMICA

COS'È, QUALI TIPI CI SONO

Normalmente all'aumentare della quota la temperatura dell'aria diminuisce di circa 0,6 °C ogni 100 m di innalzamento. Tuttavia, soprattutto nella stagione fredda, l'andamento verticale della temperatura può risultare diverso. Molte volte, infatti, ci sono strati di atmosfera in cui la temperatura, invece che diminuire, aumenta con l'aumentare della quota; questa condizione si chiama inversione termica (sotto freddo e sopra caldo, mentre normalmente è viceversa). Uno strato di inversione termica può avere la base a contatto con il terreno, oppure più in alto: nel primo caso si parla di inversione al suolo, nel secondo di inversione in quota; esse hanno origini diverse.

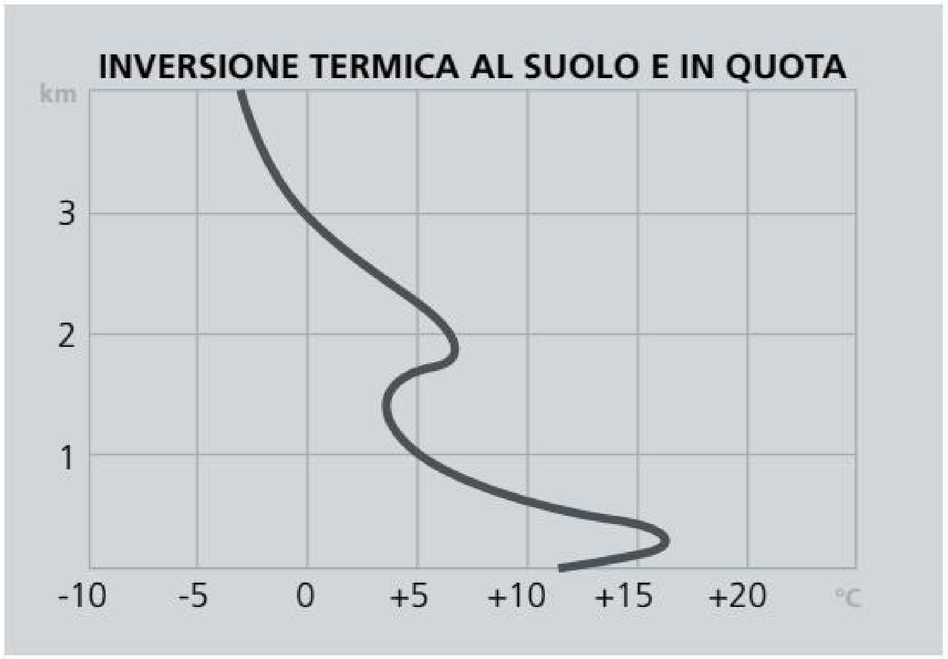


Fig. 31
Diagramma schematico di una situazione di inversione termica al suolo e in quota

COME, DOVE E QUANDO SI FORMA E QUANTO DURA

L'inversione al suolo

Si ha un'inversione al suolo quando la temperatura aumenta con la quota già a partire dal suolo e continua ad aumentare nello strato sopra ad esso. Questo tipo di inversione si forma per due diversi meccanismi di raffreddamento:

- l'accumulo e/o il ristagno di aria fredda, che, essendo più densa e pesante di quella calda, confluisce e/o si deposita nei bassi strati e nei fondovalle (formando le brezze di monte, vedi pag.44); questa situazione è frequente in quasi tutte le valli alpine e anche nelle altre zone con avvallamenti e concavità del terreno, come gli altopiani prealpini di origine carsica (Asiago, Cansiglio, Carso, ...);
- il raffreddamento per perdita di calore notturna (per irraggiamento, cioè emissione di energia all'infrarosso), che avviene durante le lunghe notti invernali con cielo sereno e ancor più con suolo innevato: infatti il suolo, perdendo energia, si raffredda e raffredda l'aria a diretto contatto con esso; l'aria sovrastante risulta così più calda.

Questi meccanismi sono più efficaci quando il vento è debole o assente e sono favoriti nelle valli più in ombra. Essi possono agire contemporaneamente, rafforzando il fenomeno.

Essendo questi i meccanismi di formazione, le inversioni al suolo sono più frequenti e intense durante la stagione autunno-invernale; i versanti e le dorsali ne sono raramente interessati.

Se non arriva vento forte, l'inversione termica al suolo può persistere nei fondovalle per molti giorni, anche e soprattutto se in quota le temperature tendono ad aumentare; così, spesso, dopo irruzioni invernali di aria fredda i fondovalle alpini tendono a raffreddarsi sensibilmente e a mantenere condizioni di marcata inversione termica anche quando masse d'aria più calda (e quindi più leggera) arrivano e scorrono negli strati superiori.

Quando però il soleggiamento diventa più forte, a partire dalla primavera, specie nelle zone più esposte, il terreno si scalda intensamente e durante il giorno l'inversione termica al suolo scompare; la temperatura torna dunque a diminuire normalmente con la quota.

L'inversione in quota

Il meccanismo di formazione dell'inversione in quota è invece diverso. Essa è infatti provocata dallo scorrimento di masse d'aria calda sopra preesistenti strati di aria più fredda; il caso tipico è quello dell'arrivo di un fronte caldo. In queste situazioni le condizioni di inversione termica in quota sono sempre temporanee, perché con l'ingresso deciso del fronte tutta l'aria fredda preesistente viene rimossa e sostituita dall'aria più calda.

A causa della diversa disposizione dei venti negli strati atmosferici via via più alti, si possono verificare anche più inversioni in quota sovrapposte.

L'inversione termica in quota può verificarsi anche per effetto della subsidenza (il movimento dell'aria verso il basso, con conseguente riscaldamento) che si verifica quando c'è un forte anticiclone; tale effetto di schiacciamento si blocca generalmente all'altezza del cosiddetto strato limite (tra 2000 e 1000 m di quota), altezza alla quale si forma perciò un'inversione termica.

Nelle foto: situazione di inversione termica ripresa dall'alto e da sotto

COSA PROVOCA
Nuvole, nebbie e foschie da inversione

Un'inversione termica è spesso individuabile anche visivamente, perché essa provoca di solito dei fenomeni tipici. Bisogna infatti tener presente che il terreno emette sempre del vapore e che un'inversione termica è una situazione di estrema stabilità atmosferica, per cui ogni movimento e rimescolamento verticale dell'aria viene impedito (fa da tappo, vedi paragrafo Stabilità e instabilità, pag. 30). Allora, in queste condizioni:

- le inversioni al suolo provocano spesso la formazione di nebbia o foschie, poiché, a causa del raffreddamento, l'aria contiene del vapor d'acqua in eccesso, che condensa; al di sopra dell'inversione, se non ci sono fronti in arrivo, il cielo si presenta invece generalmente sereno e limpido;
- le inversioni in quota provocano spesso della nuvolosità stratiforme, che ristagna a mezza quota nelle valli (e anche sulle pianure), poiché intrappolano al di sotto di esse l'umidità che si accumula nei bassi strati.

Inoltre, l'inversione termica può portare alla presenza di più quote in cui la temperatura dell'aria è di 0 °C: ciò è importante per la determinazione del tipo di precipitazione (pioggia/neve, vedi capitolo seguente).

IL LIMITE DELLA NEVICATA
COS'È E DA COSA DIPENDE

Il limite della nevicata è la quota oltre la quale la precipitazione assume prevalentemente forma nevosa. Esso non corrisponde necessariamente alla quota alla quale si osserva un accumulo di neve al suolo (anzi raramente le due quote coincidono): generalmente il limite della nevicata è più basso rispetto al limite di accumulo al suolo.

Il limite della nevicata dipende da numerosi fattori:

- dallo zero termico nella massa d'aria (cioè nella libera atmosfera, vedi pag.11);
- dall'intensità e dalla durata della precipitazione nevosa;
- dall'eventuale presenza di uno strato d'inversione termica o di isotermia (temperatura costante con l'altezza);
- dalla conformazione locale delle valli;
- dalla posizione geografica (zone interne della catena alpina o zone vicine alla pianura).

Analizziamo questi fattori più in dettaglio.

Dipendenza dallo zero termico e dall'intensità e durata della precipitazione

Il limite della nevicata dipende in primo luogo dallo zero termico e dell'intensità e durata della precipitazione, considerati congiuntamente. Infatti il limite della nevicata si attesta mediamente al di sotto dello zero termico nella libera atmosfera:

- in caso di precipitazioni deboli (pari ad un equivalente in acqua di 1-3 mm/h), di circa 200-300 m;
- in caso di precipitazioni moderate (pari ad un equivalente in acqua di 3-5 mm/h), di circa 400-500 m;
- in caso di precipitazioni intense (pari ad un equivalente in acqua superiore a 5 mm/h), di circa 600-700 m;
- in caso di precipitazioni a carattere di rovescio o temporale, anche a quote ancora più basse.

Perché succede così? Perché quando la neve, cadendo, arriva sotto lo zero termico (cioè passa in aria con temperature positive), comincia a fondersi, trasformandosi in acqua liquida. Poiché per la fusione serve energia, la neve deve assorbire calore dall'aria (il calore latente di fusione), la quale pertanto si raffredda. Gradualmente, dunque, durante la precipitazione la temperatura dell'aria al di sotto dello zero termico diminuisce.

A seguito di questo raffreddamento, il limite della nevicata tende ad abbassarsi.

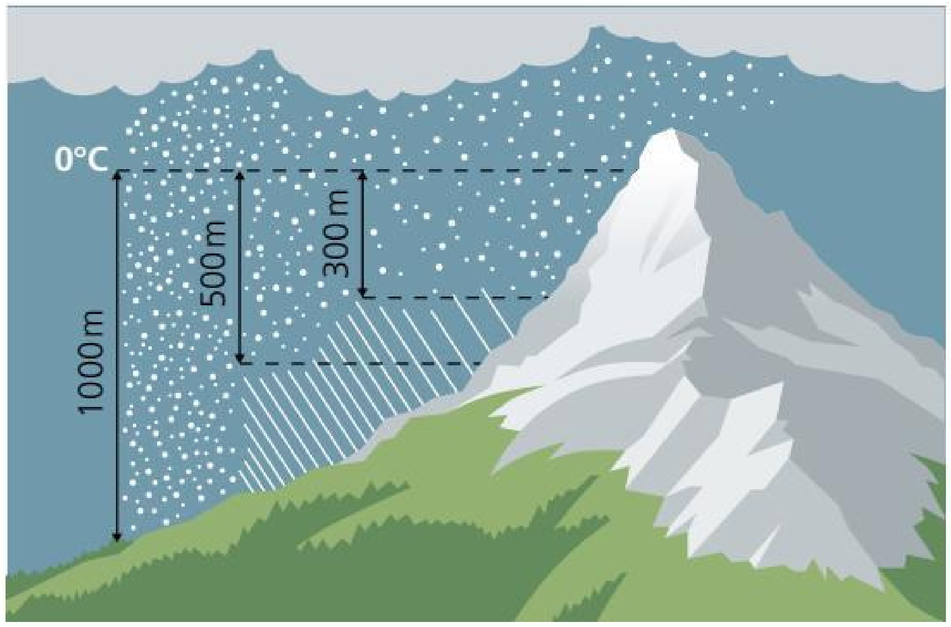


Fig. 32
Dipendenza del limite della nevicata dall'intensità e durata della precipitazione

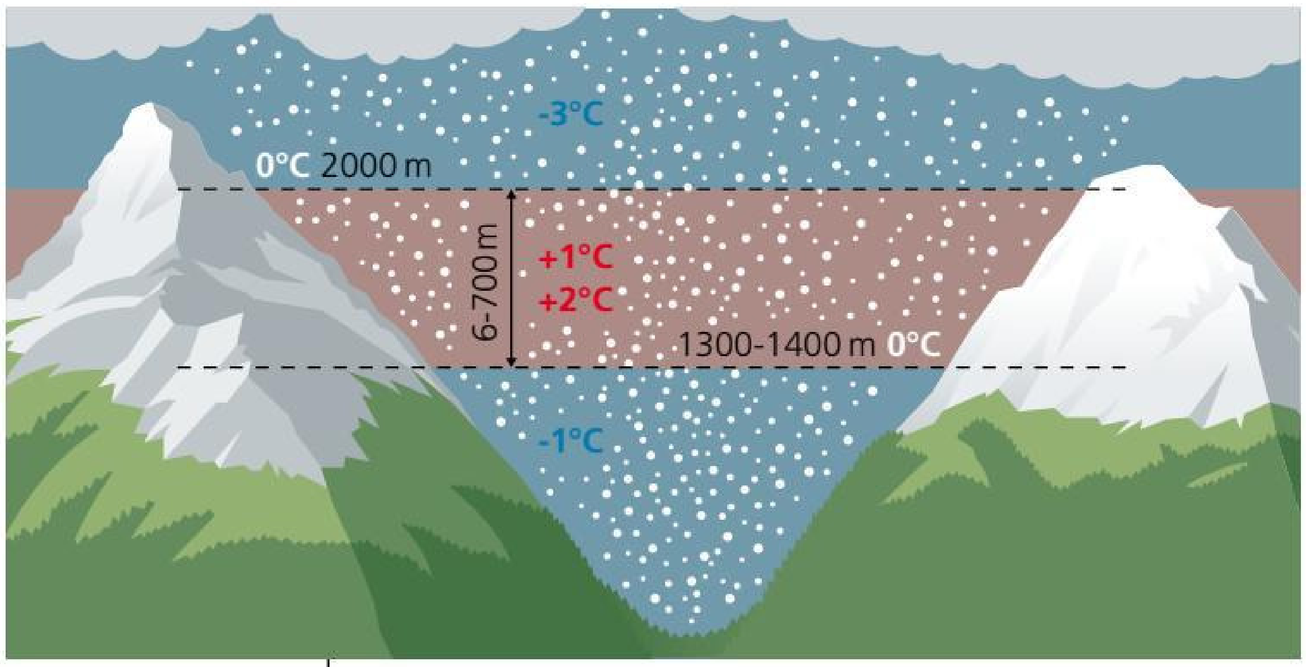
Nella pagina a fronte: giornata serena dopo una perturbazione autunnale che ben evidenzia il limite della nevicata

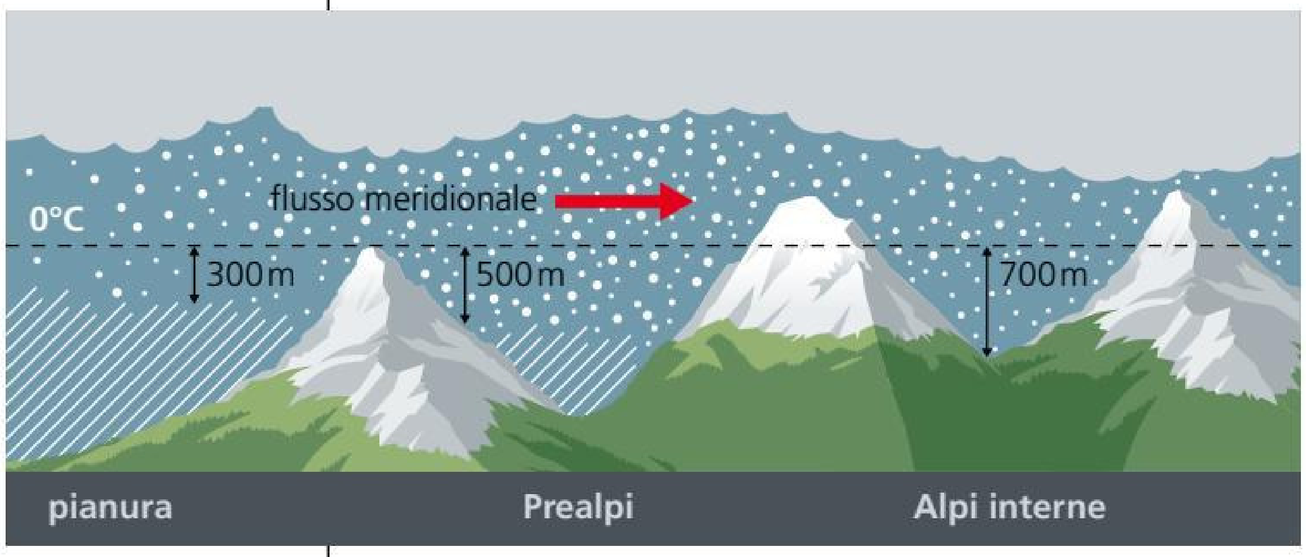
Il raffreddamento, e conseguentemente la quota alla quale può scendere la precipitazione nevosa, dipendono quindi direttamente dall'intensità della precipitazione stessa: tanto più intensa è la nevicata, tanto maggiore è la massa di neve in caduta e quindi tanto maggiore e più veloce è il processo di raffreddamento. Così, nella massa d'aria in cui sta nevicando, se non c'è rimescolamento dovuto alla turbolenza, per alcune centinaia di metri al di sotto dello zero termico la temperatura tende a raggiungere un valore costante molto vicino a 0 °C (isotermia).

Il limite della nevicata in questo caso dipende anche dalla durata della precipitazione: innanzitutto perché per generare l'isotermia nella massa d'aria sotto lo zero termico è necessario un certo tempo (anche qualche ora); poi perché, affinché il limite della nevicata possa mantenersi costante, è necessario che la precipitazione continui per un certo tempo. In caso di attenuazione, o nella fase di cessazione delle precipitazioni, a parità di zero termico, il limite della neve tende velocemente a rialzarsi nuovamente.

Dipendenza da eventuali inversioni termiche

La regola generale che mette in rapporto il limite della nevicata con lo zero termico e l'intensità della precipitazione non è direttamente applicabile nel caso in cui, prima della nevicata, nella vallata ci sia una situazione di inversione termica (o, ma è più raro, isotermia). Ad esempio, dopo l'arrivo di aria continentale secca e fredda è facile che in molte valli alpine, soprattutto quelle più interne, si formino vaste aree con inversione termi-





Dipendenza del limite della nevicata: fig. 33 – da eventuali inversioni termiche; fig. 34 – dall'ampiezza della valle; fig. 35 – dalla posizione geografica

ca. In questo caso la precipitazione può arrivare al suolo sotto forma di neve anche se lo zero termico si trova a quote molto superiori; fondamentale è però che la precipitazione non debba attraversare strati troppo spessi di aria con temperatura positiva. Lo spessore degli strati di aria "calda" che i cristalli di neve possono attraversare senza fondere può arrivare al massimo a quello di discesa della neve sotto lo zero termico, di cui a pag. 40: così, ad esempio, una debole nevicata può attraversare uno strato caldo di 200-300 m, una moderata uno di 400-500 m e così via. Se lo strato di atmosfera con temperature superiori a 0 °C è più spesso, la neve fonde completamente e, nonostante negli strati inferiori incontri nuovamente temperature negative (a causa dell'inversione termica), arriva al suolo allo stato liquido. Si può così verificare il pericoloso fenomeno del gelicidio (o pioggia congelante), che consiste nell'immediato congelamento della pioggia a contatto con il suolo ghiacciato.

Dipendenza dalla conformazione locale delle valli

Anche la forma locale delle valli, cioè la conformazione orografica, influisce sul limite della nevicata: nelle valli più strette la massa d'aria che la neve deve raffreddare mentre fonde al di sotto dello zero termico è più piccola e quindi il limite della nevicata scende più rapidamente e di più (sempre che non ci sia vento e quindi afflusso di aria calda o rimescolamento turbolento); nelle valli larghe, viceversa, a causa del maggiore volume d'aria che deve essere raffreddato dal processo di fusione, il limite della nevicata scende di meno e più lentamente.

Dipendenza dalla posizione geografica

Nel caso delle Alpi italiane, le nevicate avvengono di solito quando ci sono venti meridionali che fanno affluire masse d'aria umide e relativamente miti. Se nella massa d'aria le correnti nei bassi strati si mantengono deboli, le valli alpine più interne generalmente non risentono del rimescolamento e conservano molto a lungo uno strato di aria fredda, così che, anche se in alta quota le correnti meridionali di aria mite sono intense, il limite della nevicata può spesso rimanere a lungo fino in fondovalle, anche in caso di un relativo rialzo dello zero termico a grande scala. Invece nelle zone più esterne dell'arco alpino, in particolare quelle che si affacciano o sboccano sulle pianure del nord-Italia, a causa della diretta esposizione nei bassi strati alle correnti di aria mite di origine meridionale, si verifica una rimozione degli eventuali strati di aria fredda e il limite della nevicata si rialza gradualmente. Se le correnti meridionali percorrono l'Adriatico e diventano sciroccali, mentre le Prealpi centro-occidentali (dal lago di Garda verso ovest) restano più riparate da esse e il limite della nevicata resta basso più a lungo, nelle zone più vicine al mare (Prealpi venete e friulane) la temperatura sale rapidamente e con essa il limite della nevicata.

IL VENTO IN MONTAGNA

INFLUENZA DELLE MONTAGNE SUL VENTO

Mentre il vento generato direttamente dalla circolazione atmosferica (vedi pag. 22) è quello in alta quota, che non viene modificato dalle caratteristiche del terreno e si può osservare dal movimento delle nuvole, il vento in montagna, vicino al suolo, subisce molte modificazioni, a causa dell'influenza di elementi meccanici (attrito, ostacoli, ecc.) e termici (diverso riscaldamento delle varie zone del terreno), spesso associati.

Variazioni per effetti meccanici del terreno

Gli effetti meccanici sono dovuti alla presenza stessa delle montagne, che modificano la velocità e la direzione del vento. La forza del vento viene ridotta dall'attrito generato dai monti, dalle dimensioni più grandi (lunghezze confrontabili con quelle dell'intera catena montuosa), a quelle medie (delle dimensioni di una cresta o di una valle), a quelle più piccole (picchi, dossi, concavità o sporgenze locali), fino alla rugosità superficiale prodotta dalla vegetazione, dai massi, ecc.. Viceversa, quando la massa d'aria in spostamento è costretta a defluire attraverso dei passaggi stretti (restringimento della sezione di flusso), come un colle, una strozzatura della valle, o per lo scavalcamento di una cresta, essa in quella zona accelera, cioè la velocità del vento

GRADO	INTENSITÀ	VELOCITÀ (km/h)	VELOCITÀ (m/s)	EFFETTI IN MONTAGNA E RACCOMANDAZIONI
1	debole	0 - 18	0 - 5	il fazzoletto si muove debolmente; si sente il vento sul viso; nessun accumulo di neve
2	moderata	18 - 36	5 - 10	il fazzoletto è completamente teso dal vento; inizio degli accumuli di neve; il vento non infastidisce durante l'escursione
3	forte	36 - 60	10 - 17	il vento si fa sentire (fremito del bosco, fischi agli angoli del rifugio, i bastoncini da sci e i cavi tesi "cantano"); accumuli di neve di grandi dimensioni; rischio di congelamenti locali a -10 °C
4	molto forte	60 - 90	17 - 25	generalmente a raffiche irregolari; difficile procedere controvento (bisogna piegarsi); accumuli di neve irregolari in ogni esposizione; le vette e le creste "fumano"; il vento fischia, urla e scuote le costruzioni isolate; spezza i rami degli alberi; possibili congelamenti locali a partire da -5 °C
5	fortissima	> 90	> 25	velocità raggiunte e superate in montagna durante tempeste di föhn o da ovest; progressione eretta molto difficile, equilibrio instabile, è possibile venire gettati a terra; totale redistribuzione della neve al suolo; danni alle costruzioni e alberi sradicati; escursioni impossibili

Fig. 36
Alcuni valori tipici dell'intensità del vento

Fig. 37
Schema di brezza di giorno e di notte

aumenta, esattamente come si comporta l'acqua in un torrente di montagna (effetto Venturi).
Se il terreno è coperto dalla neve, queste variazioni della velocità del vento possono avere un impatto anche notevole sulla visibilità (che si può ridurre sensibilmente), sul trasporto e sulla temperatura superficiale della neve.

Variazioni per effetti termici del terreno: le brezze

Il diverso riscaldamento dei versanti dei monti rispetto ai fondovalle e alle pianure (effetto termico) produce invece venti locali caratterizzati da una loro specifica periodicità, come le brezze.
Il meccanismo che le genera è il seguente. Durante il giorno l'aria a contatto con il suolo, lungo i versanti delle montagne, si scalda maggiormente dell'aria più distante dal suolo, in atmosfera libera, alla stessa quota. L'aria più calda, e dunque più

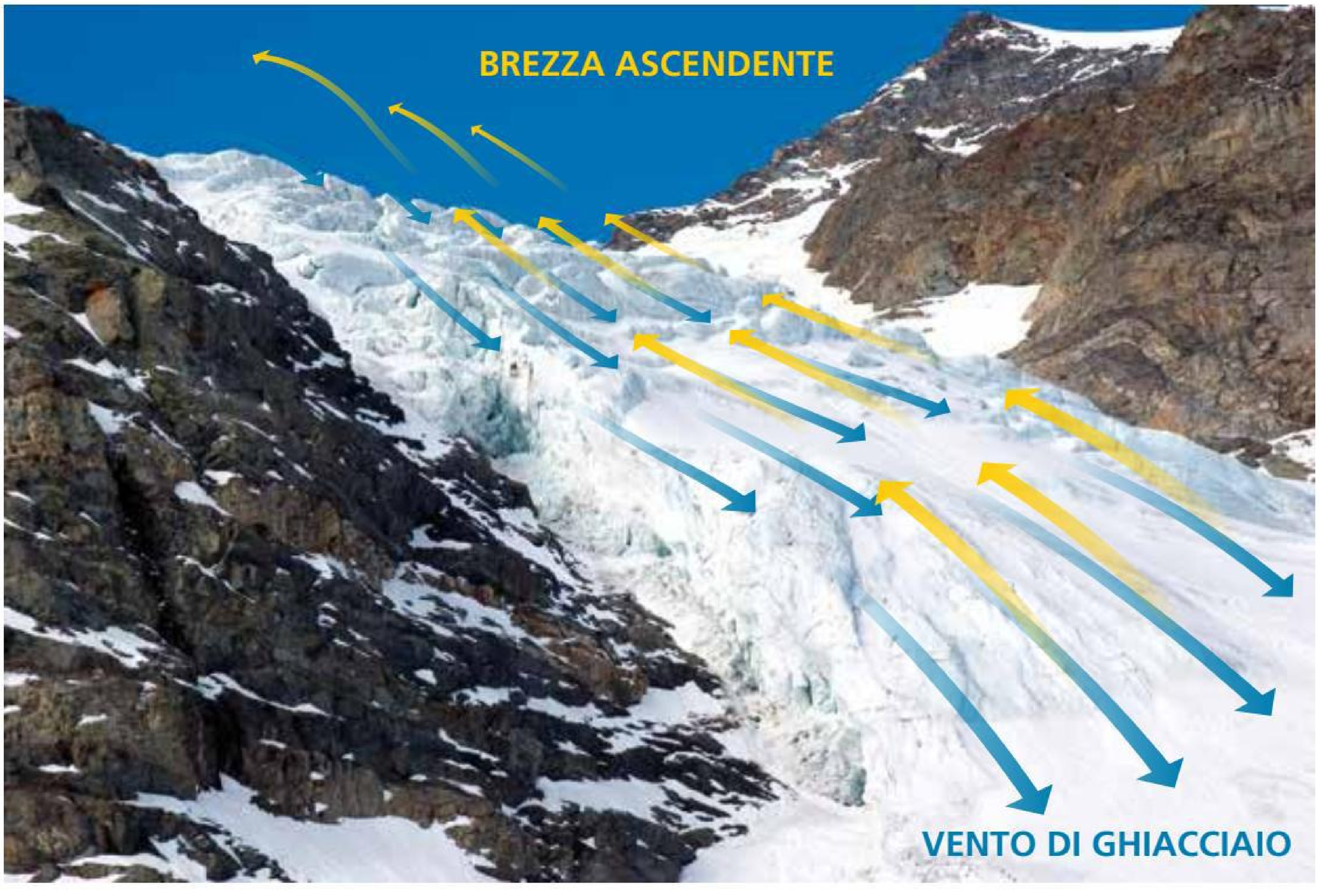
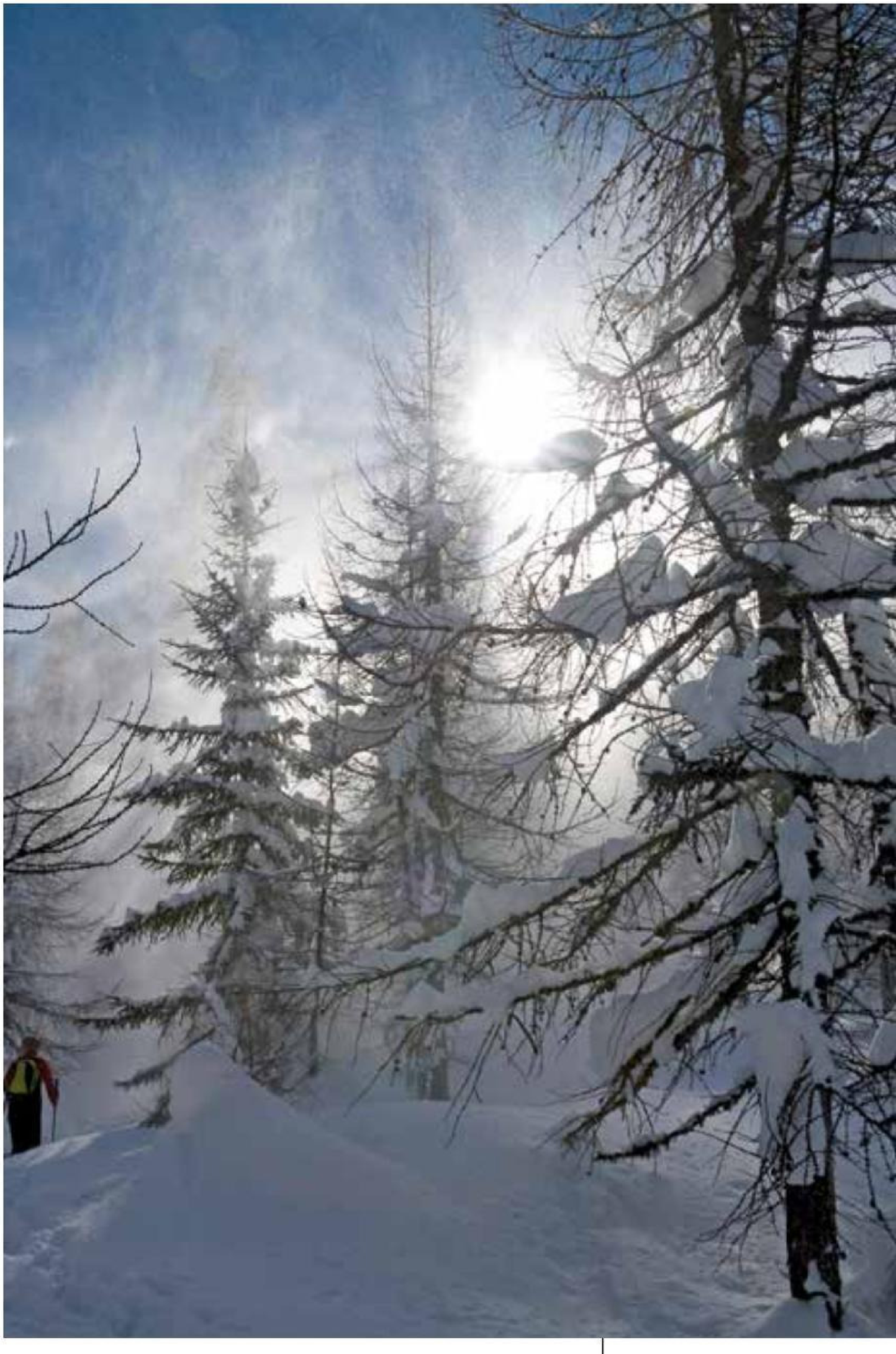


Fig. 38
Schema del vento di ghiacciaio

leggera, prende a salire e genera una corrente che risale dalla pianura verso le valli e dalle valli verso le cime. Durante la notte avviene il processo inverso: il raffreddamento dell'aria comincia ed è più forte vicino al suolo e quindi in montagna, ad una data quota, si ha aria fredda a contatto con le pareti e aria più calda nella libera atmosfera. L'aria più fredda, e dunque più pesante, prende a scendere e genera una corrente che scende dai monti verso le valli e dalle valli verso la pianura.
La brezza diurna è accentuata nei mesi estivi, quando il riscaldamento è maggiore e si generano contrasti termici più forti. La brezza notturna invece è rinforzata quando i versanti delle montagne sono coperti di neve, a causa del forte raffreddamento per irraggiamento notturno di quest'ultima, maggiore di quello del terreno.
Anche la diversa esposizione dei versanti all'irraggiamento solare può determinare la formazione di venti locali di pendio: in particolare la mattina presto o il pomeriggio tardi, quando le differenze termiche possono essere rilevanti.
Le brezze si generano nei periodi di tempo stazionario, cioè senza cambiamenti rilevanti della situazione meteorologica generale, che ne ostacolano e impediscono la formazione. Il permanere del regime di brezza in una certa località è un dunque un indicatore di tempo stabile e bello. Una variazione anomala dei venti rispetto al regime di brezza, sia come direzione che come intensità, è invece sintomo di un possibile cambiamento del tempo.

UN CASO PARTICOLARE
Il vento di ghiacciaio

Tra i venti locali determinati da contrasti termici vi è anche il vento di ghiacciaio: è il vento che defluisce sul ghiacciaio lungo la linea di massima pendenza.
Esso è dovuto al forte raffreddamento dell'aria a contatto con il ghiaccio; l'aria diventa quindi più densa e pesante di quella che si trova nelle aree del fondovalle dove non è presente il ghiacciaio e inizia a scendere. Il vento di ghiacciaio mantiene sempre la stessa direzione e raggiunge la sua massima intensità in estate nelle ore diurne, quando le differenze di temperatura raggiungono i valori massimi.
L'intensità e la durata del fenomeno dipendono molto dalla dimensione del ghiacciaio: più grande è, più regolare e forte sarà il deflusso dell'aria fredda.



I TIPI DI TEMPO SULLE ALPI

La natura, nella sua grande varietà, ci offre ogni giorno una situazione meteorologica diversa; per nostra comodità e per semplificare l'analisi, possiamo cercare di raggruppare le infinite situazioni in pochi insiemi abbastanza omogenei. Si tratta però di un'operazione difficile, con molti limiti; infatti, anche se ci sforziamo di incasellare le situazioni nel miglior modo possibile, individuando un gran numero di situazioni tipo, ci saranno sempre situazioni che presentano una delle mille sfumature intermedie, magari un po' sfuggenti, un po' indefinite. Potremmo dire che le situazioni meteorologiche sono come le persone: possiamo cercare di classificarle, ad esempio, per il colore dei capelli o degli occhi, ma troveremo sempre molti individui che non sappiamo bene in che gruppo mettere. Aumentando il numero dei gruppi, abbiamo la speranza di classificare meglio, ma forse otteniamo solo più confusione.

L'individuazione dei "tipi di tempo" verrà dunque basata sull'andamento delle correnti atmosferiche in quota (cioè attorno ai 5 o 6 km di altezza) e ai livelli più bassi, ovvero, in altre parole, sulle caratteristiche della circolazione atmosferica. Per una prima suddivisione delle situazioni meteorologiche si può distinguere fra circolazioni anticicloniche e circolazioni cicloniche (vedi pag.22 e seguenti). All'interno di ciascuno di questi due grandi raggruppamenti, si possono poi individuare vari tipi di tempo.

IL TEMPO ANTICICLONICO

Che tempo fa con l'alta pressione?

Quando il tempo è dominato da un anticiclone, la pressione al suolo è in genere elevata: siamo cioè in una situazione di alta pressione. In queste condizioni il tempo è generalmente bello e non si hanno precipitazioni. Anche in questo caso la regola generale ammette delle eccezioni, specialmente in inverno.

Infatti gli anticicloni più frequenti, forti e persistenti sono quelli dinamici, in cui l'aria converge in quota, producendo una subsi-

denza (compressione verso il basso, vedi pag.38). Durante la subsidenza l'aria si riscalda (è il fenomeno inverso dell'innalzamento con espansione e raffreddamento) e quindi diventa più secca, cioè l'umidità relativa diminuisce. In estate l'aria calda discendente arriva al suolo, che, specie di giorno, è molto caldo; essa porta tempo bello, caldo e stabile (cioè la formazione dei temporali è ostacolata). Di notte, in genere, per effetto del temporaneo raffreddamento del suolo si forma una sottile inversione termica, per cui a qualche decina di metri dal suolo la temperatura resta alta; al suolo essa scende invece ai minimi notturni.
In inverno, a causa del raffreddamento notturno o di un precedente accumulo di aria fredda (e quindi pesante) nei bassi strati, può formarsi un'inversione termica, più o meno spessa, che la subsidenza di aria calda non riesce a scalzare. Nello strato di inversione l'aria accumula umidità, dando luogo spesso a nuvole basse o nebbie. Non sempre, quindi, a bassa quota con l'alta pressione il tempo è bello. In alta quota di solito sì, a meno di velature più o meno spesse provocate da nuvole alte.

Tipi di anticiclone e tempo associato

Quando è presente un anticiclone, per quanto sopra, il tipo di tempo potrebbe già considerarsi individuato e descritto; tuttavia, la diversa origine degli anticicloni può produrre condizioni locali diverse. Di seguito vengono descritti i tipi di anticiclone prevalenti sulle Alpi e sull'Italia e il tipo di tempo che essi portano.

Il promontorio anticiclonico di intervallo

Quando l'alta pressione domina sul Mediterraneo, mentre sull'Europa centro-settentrionale scorrono i fronti atlantici da ovest verso est, essi possono interessare anche le Alpi, di solito con veloci passaggi della durata di uno o due giorni. Dopo il passaggio di uno di questi fronti e prima del passaggio del successivo, l'Europa centrale e l'Italia possono trovarsi sotto ad un promontorio anticiclonico di aria calda che si estende dal Mediterraneo verso nord. In queste condizioni sulle Alpi il tempo è in generale buono e le temperature miti, anche se in inverno sono sempre possibili nebbie nelle valli e sulle pianure e in estate temporali di calore pomeridiani.

L'anticiclone postfrontale

Un'altra situazione di intervallo con tempo buono ma fresco si ha quando, dopo il passaggio di un sistema frontale proveniente da nord-nordovest, sull'Europa centrale è arrivata l'aria fredda, che, essendo densa e pesante, fa salire la pressione, formando un anticiclone. Esso può collegarsi all'anticiclone delle Azzorre, presente a sudovest dell'Europa. La sua durata dipende dalla velocità con cui si avvicina il sistema frontale successivo.
I fronti da nord-nordovest portano precipitazioni principalmente sul versante settentrionale delle Alpi; spesso portano invece abbondanti nevicate sull'Italia centromeridionale. Dopo il passaggio del fronte (in inverno) su tutte le Alpi il tempo torna ge-

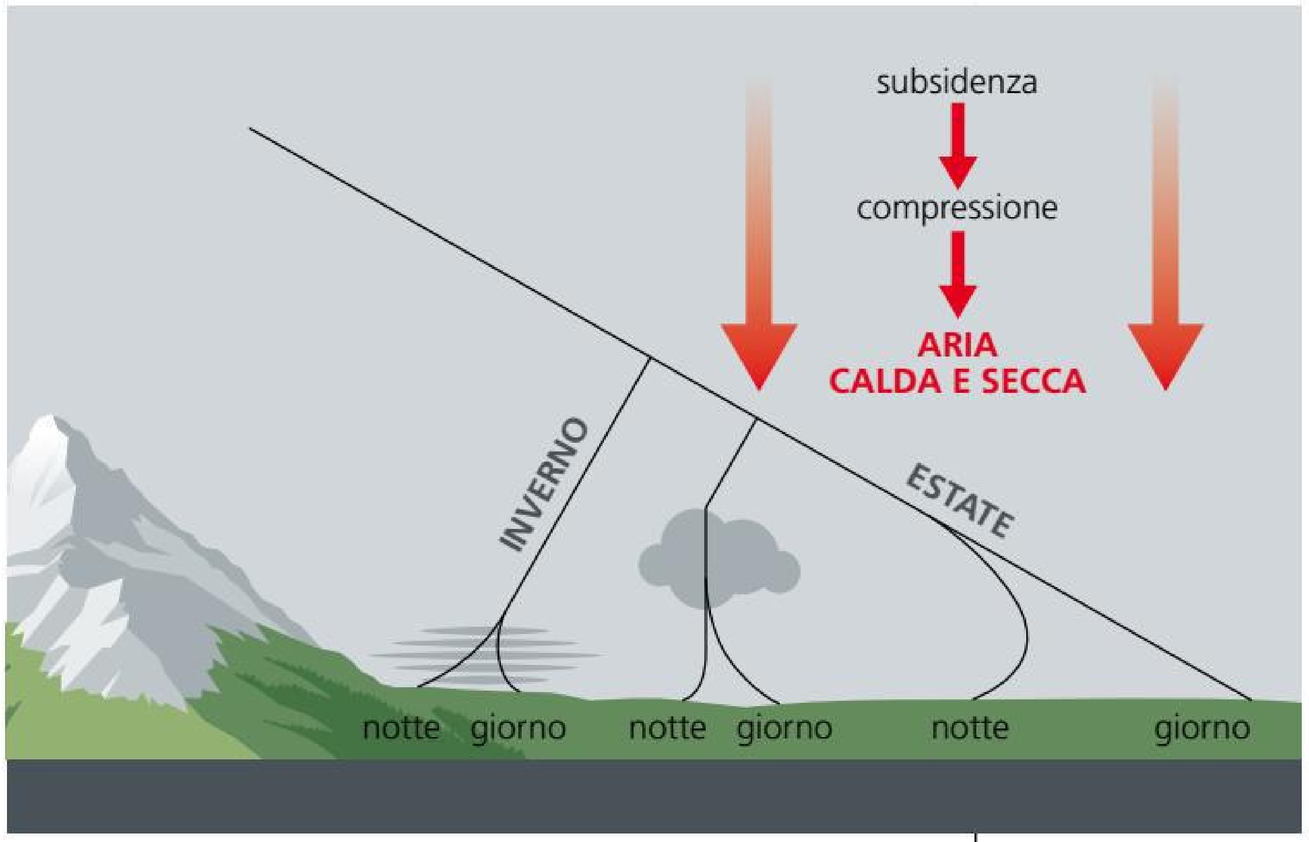


Fig. 39
Che tempo fa con l'alta pressione?

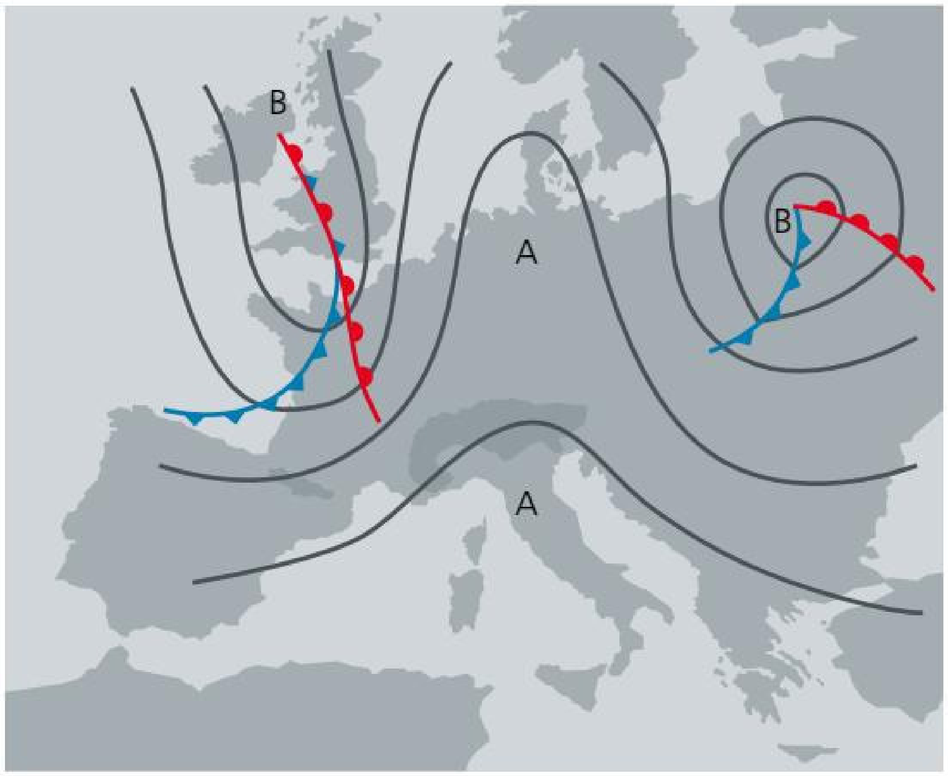


Fig. 40
Schema di promontorio anticiclonico d'intervallo

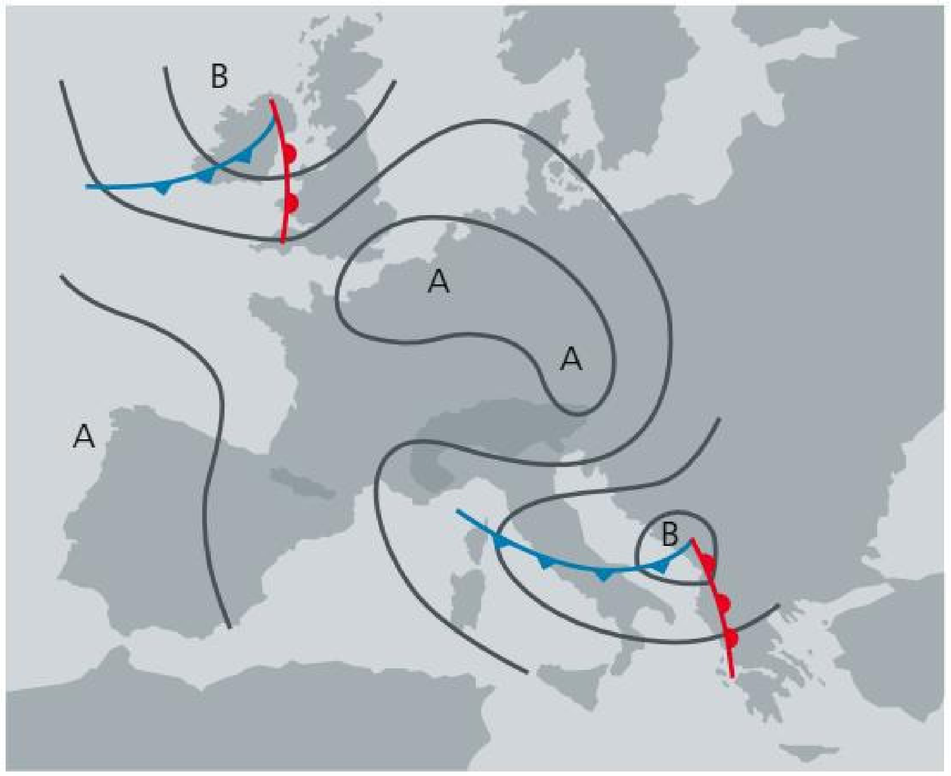


Fig. 41
Schema di anticiclone postfrontale

neralmente bello e le temperature sono piuttosto fresche; sulla pianure dell'Italia del nord entrano venti freddi da nordest che portano tempo buono e secco.

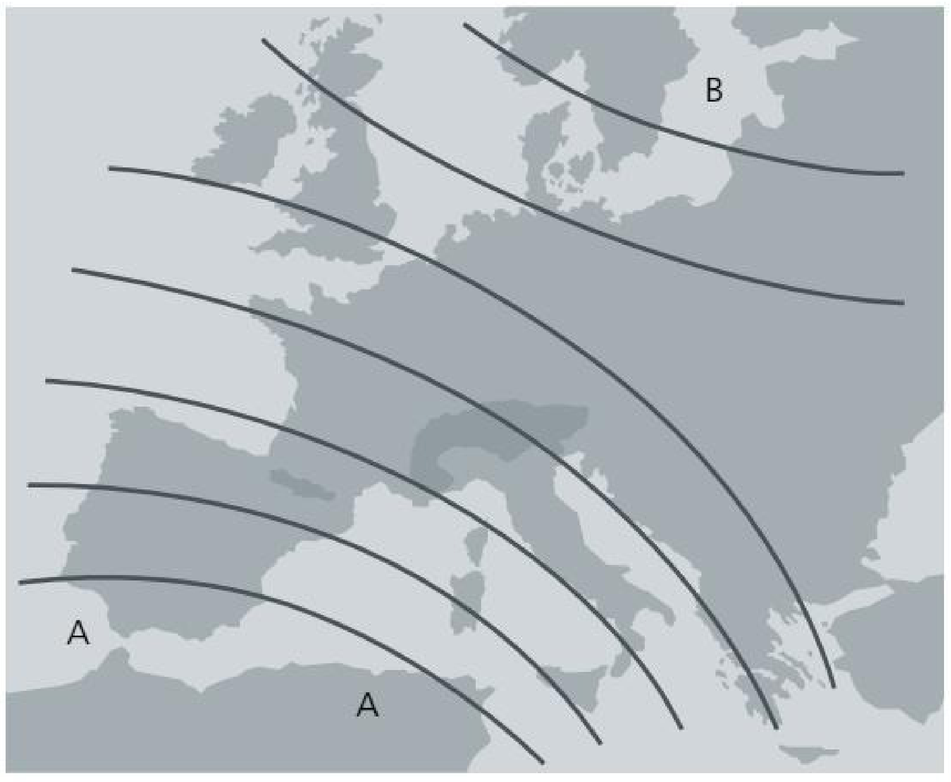
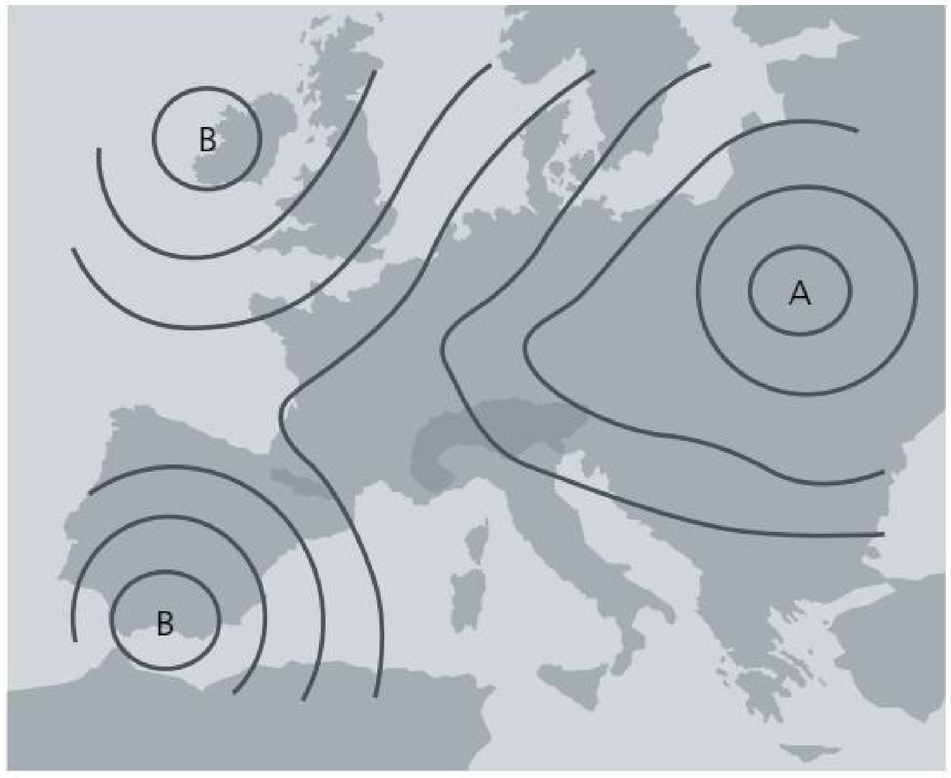


Fig. 42
Schema dell'anticiclone delle Azzorre

Fig. 43
Schema dell'anticiclone russo-siberiano

L'anticiclone delle Azzorre o quello africano

Il primo tipo di tempo anticiclonico persistente è quello determinato dall'estensione verso l'Europa centro-occidentale dell'anticiclone delle Azzorre o di quello africano, che si espandono e si irrobustiscono ulteriormente. Sono ambedue anticicloni dinamici formati da masse d'aria calda in quota; in estate l'aria è calda anche al suolo, mentre in inverno al suolo può essere anche più fredda del normale. L'atmosfera è quindi molto stabile e il tempo sulle Alpi è bello e caldo per il periodo; in inverno però possono formarsi inversioni nei bassi strati, anche estese e persistenti sulla pianura padana, veneta e friulana, grazie alla vicinanza delle Alpi, che ostacolano i movimenti orizzontali verso nord; in quelle zone si hanno allora nebbie o nuvole basse estese e persistenti e ristagno degli inquinanti. Quando domina l'anticiclone delle Azzorre ci sono scarse possibilità di temporali.



L'anticiclone russo-siberiano

L'altro tipo di tempo anticiclonico persistente si ha quando l'alta pressione arriva da est, dalla Russia. È un tipico caso invernale, poiché l'anticiclone russo-siberiano è di natura termica stagionale (generato dall'accumulo di aria molto fredda nei bassi strati). Quando predomina questo anticiclone, sulle Alpi e sull'Italia affluisce aria fredda e secca dai quadranti orientali; il tempo è bello e freddo o molto freddo; possono esserci inversioni al suolo sui fondovalle e sulla pianura, ma in genere è troppo secco perché si formi la nebbia.

Qualche temporaneo annuvolamento, in genere senza precipitazioni o con precipitazioni deboli, può verificarsi sui versanti esposti a nordest in occasione del passaggio, a margine dell'anticiclone, di impulsi di aria più umida o di deboli fronti freddi provenienti dall'Europa centro-orientale. Nelle Alpi italiane le zone che possono essere interessate sono quindi il Tarvisiano e talvolta il Cuneese.

IL TEMPO CICLONICO

Quando il tempo è dominato da una circolazione ciclonica, la pressione al suolo è in genere più bassa che nelle aree circostanti: siamo cioè in una situazione di bassa pressione. Anche in questo caso è un luogo comune pensare che con la bassa pressione il tempo è "per forza" brutto; questo è spesso vero, ma non proprio sempre e dovunque, specialmente in inverno.
È di nuovo possibile individuare due situazioni tipo: le circolazioni cicloniche in movimento sull'Europa centro-settentrionale o occidentale, che fanno passare un fronte sulle Alpi, e quelle che entrano o si sviluppano sul mare Mediterraneo.

I fronti sulle Alpi

Quanto visto nel cap. cicloni, anticicloni e fronti (pag. 22 e seguenti) riguarda i sistemi frontali "da manuale", così come si presentano su superfici piane, come ad esempio l'Oceano Atlantico. Ma che tipo di tempo si verifica poi effettivamente quando questi fronti, trasportati dalle correnti occidentali, arrivano sull'Europa, con la sua geografia così irregolare, ricca di penisole e golfi dalle forme più strane, e interagiscono con catene montuose elevate, come le Alpi, e con un mare molto caldo al loro margine meridionale, come il Mediterraneo?
Innanzitutto quando un fronte arriva sulle Alpi in generale porta brutto tempo. Tuttavia, la nuvolosità e le precipitazioni che ne derivano sono molto vari, poiché dipendono da molti fattori, quali:

- la direzione dei venti che accompagnano e precedono il fronte;
- la quantità di umidità delle masse d'aria in arrivo con il sistema frontale ;
- le condizioni di instabilità (che a loro volta influenzano la possibilità che si formino dei temporali, vedi pag.30).

Quindi, ad esempio, se un fronte disposto da sud a nord si sposta da ovest verso est, prima del suo arrivo il vento proviene più o meno da sudovest. Ed è questo vento carico di umidità che, insieme alle altre condizioni presenti nell'area di un sistema frontale, determina la formazione delle nuvole e delle precipitazioni. Quando il fronte arriva sulle Alpi, il flusso umido impatta sulle montagne e normalmente tende ad innalzarsi. Sui versanti sopravento si forma quindi lo Stau e su quelli sottovento il Föhn (vedi pag.34): il primo incrementa le precipitazioni associate al

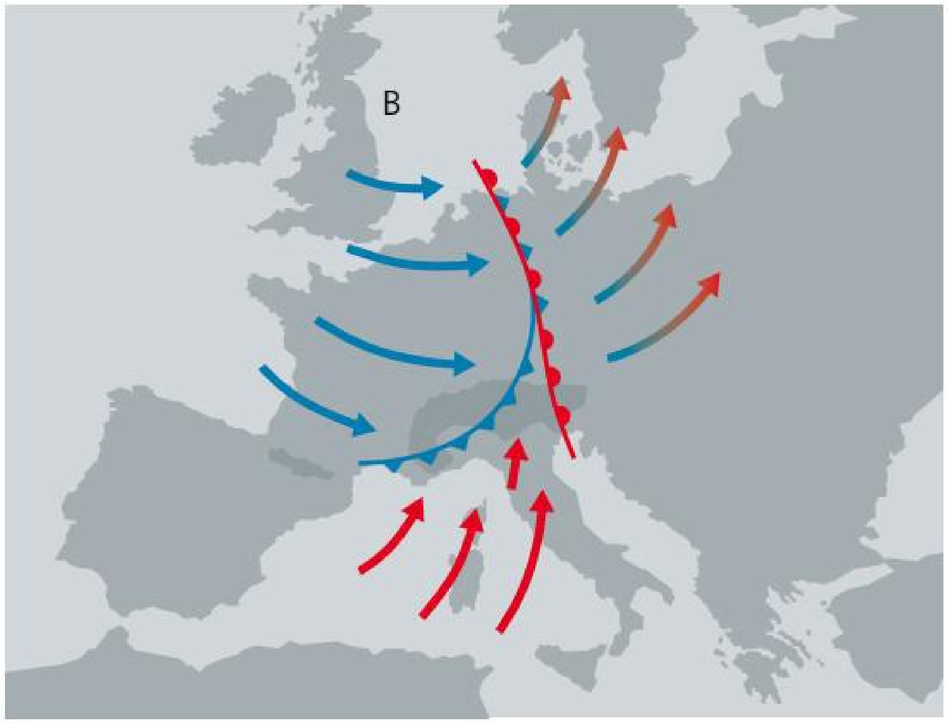


Fig. 44
Schema di un sistema frontale sulle Alpi

fronte, il secondo invece le fa anche scomparire. Ecco allora perché la direzione di provenienza del fronte è così importante: a seconda di questa direzione cambia la direzione del flusso umido ad esso associato e quindi cambiano i versanti soggetti a Stau e Föhn. Valutiamo dunque le diverse direzioni di provenienza, tenendo presente che i sistemi frontali provengono frequentemente dai quadranti occidentali – cioè dall'Atlantico.

- Se il fronte arriva da nordovest (con circolazione ciclonica sull'Atlantico settentrionale o sull'Europa nordoccidentale), esso è accompagnato da venti da ovest; in questo caso porta poche precipitazioni sulle Alpi italiane, perlopiù vicino alla cresta di spartiacque e in qualche caso sulle Prealpi friulane (Prealpi Giulie). Se il fronte è freddo, sulla bassa Val d'Aosta e sulle Alpi piemontesi occidentali si può presentare il Föhn.
- Se il fronte arriva da ovest (con circolazione ciclonica sull'Atlantico o sull'Europa occidentale - penisola iberica), esso è associato a venti da sudovest, che, scorrendo sul Mediterraneo, si caricano ulteriormente di umidità e portano precipitazioni in generale su tutto il versante meridionale delle Alpi, a partire dal Verbano verso est, più abbondanti sulle Prealpi lombarde, trentine e venete occidentali e friulane (Prealpi e Alpi Giulie). Sulle Alpi liguri potrebbe formarsi un debole Föhn.
- Se il fronte arriva da sudovest (con circolazione ciclonica sulla penisola iberica o sul Mediterraneo occidentale), esso è associato a venti da sud. In questo caso si hanno precipitazioni in generale su tutto il versante meridionale delle Alpi, dal Piemonte al Friuli; di solito sulle zone prealpine le precipitazioni sono

più abbondanti che sulle zone alpine interne. In inverno questa configurazione, se preceduta da un periodo anticiclonico, che ha formato uno strato di aria fredda sulla pianura padana, è la configurazione più favorevole alle nevicate abbondanti sulle Alpi italiane centro-occidentali.

- I fronti da nord e quelli più rari da nordest, sono associati a venti che soffiano rispettivamente da nordovest a nord e generano Stau sul versante nordalpino e Föhn su quello meridionale. In certi casi le nuvole e le precipitazioni si protraggono un po' oltre lo spartiacque (vedi pag.35÷37). Sulle Alpi italiane il tempo è quindi bello, soleggiato, con aria relativamente calda e secca.
- I fronti da sud sono collegati a depressioni mediterranee, di cui al paragrafo seguente; veri e propri fronti da est o sudest si presentano raramente.

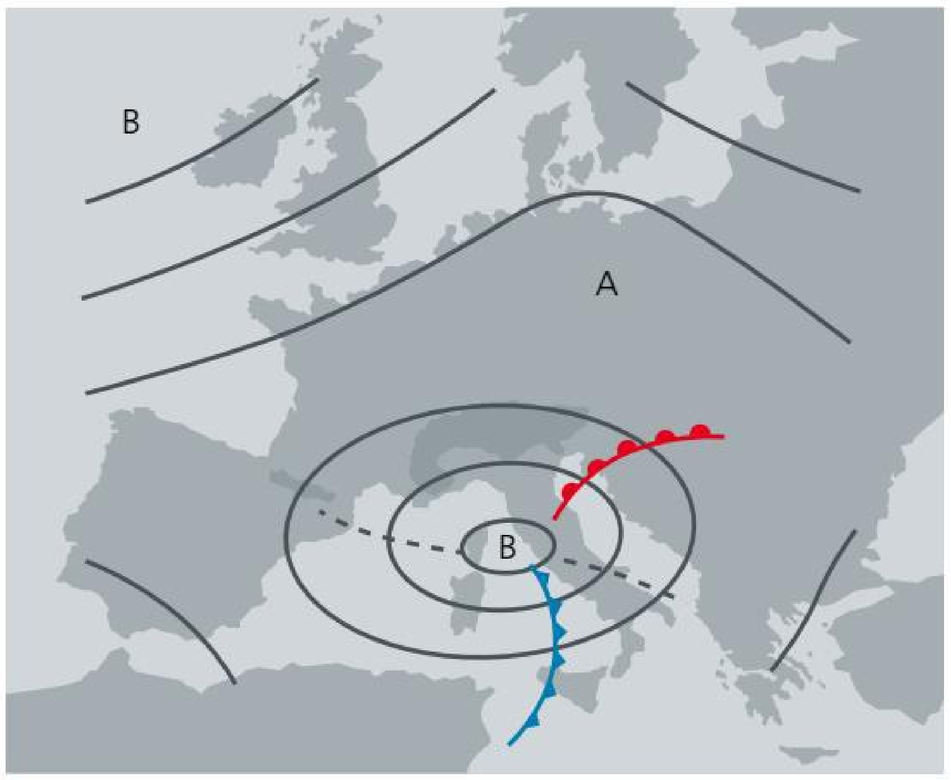


Fig. 45
Schema di depressione mediterranea

Le depressioni mediterranee

In inverno il mare Mediterraneo è, a parità di latitudine, più caldo degli oceani; quando aria fredda di origine oceanica arriva su di esso, il contrasto termico è forte, l'instabilità elevata e l'evaporazione abbondante. Ciò favorisce lo sviluppo e l'intensificazione di circolazioni cicloniche, o depressioni, ricche di umidità. In estate, invece, sul Mediterraneo predomina di solito il tempo anticiclonico; le eventuali incursioni di aria fredda sono inoltre meno intense e profonde e usualmente non riescono a generare una depressione attiva e duratura, ma si limitano a brevi passaggi frontali di tipo temporalesco.

Dunque, spesso in inverno e più raramente in estate, ci sono varie possibilità affinché sul Mediterraneo si formi una depressione:

- essa può arrivare dall'Atlantico, sospinta dalle correnti occidentali in quota;
- quando un fronte atlantico da nordovest o da ovest arriva vicino alle Alpi francesi, può succedere che si spezzi in due tronconi: uno, più settentrionale, che prosegue la sua corsa e uno, più meridionale, che entra nel Mediterraneo occidentale;
- quando un fronte da nordovest punta proprio sul Mediterraneo occidentale.

Negli ultimi due casi questi fronti fanno affluire sul Mediterraneo aria fredda dalla porta di Carcassonne (fra i Pirenei e il Massiccio centrale francese) o dalla valle del Rodano, aria che contrasta con il mare caldo e dà luogo alla formazione di una depressione. Una zona di mare che per posizione e conformazione favorisce particolarmente la nascita di una depressione è il golfo di Genova. Un'altra, anche se meno frequentemente, è l'alto Adriatico (in questo caso l'aria fredda può arrivare anche da nordest). Una volta sviluppatasi, la depressione genera il proprio sistema frontale.

Poiché le depressioni mediterranee sono normalmente di piccole dimensioni, ma abbastanza profonde, la circolazione ciclonica chiusa che esse instaurano può essere molto vorticosa, cioè il movimento delle masse d'aria attorno al centro può avere una spiccata componente rotatoria (più che nel caso delle circolazioni cicloniche atlantiche, che hanno dimensioni ben maggiori e quindi raggi di rotazione più lunghi).

Le traiettorie delle depressioni mediterranee possono essere le più varie; in generale, quelle che interessano le Alpi si spostano dal Mediterraneo occidentale verso nordest, arrivando sulle Alpi, oppure possono scorrere a sud delle Alpi, in vario modo.

Se arrivano sulle Alpi, portano tempo brutto con precipitazioni diffuse su tutta l'area – ed è difficile individuare a priori quale zona riceverà i quantitativi maggiori.

Se scorrono "sotto" alle Alpi, esse di solito sospingono il proprio sistema frontale, nel suo movimento rotatorio attorno al centro della depressione, verso le Alpi stesse, fino a raggiungerle.

Premesso che si tratta comunque di situazioni di maltempo accentuato e persistente, con in inverno nevicate anche abbondanti, le conseguenze sulle varie aree alpine dipendono dalla direzione del vento relativamente caldo e umido associato al fronte.

Se la depressione è centrata proprio sul golfo di Genova o più a ovest, possiamo idealmente immaginare che il fronte raggiunga le Alpi da sud, con venti meridionali o anche da sudest. In questa situazione le precipitazioni più abbondanti si hanno sulle Alpi liguri, piemontesi e valdostane, sulle Prealpi lombarde e venete, sul Trentino. Di solito nella fase iniziale, anche per la lontananza dal centro depressionario, le Dolomiti e le Alpi friulane restano più riparate; nel caso in cui successivamente il fronte prosegua verso nord e i venti da sudest si intensificano sull'alto Adriatico, allora precipitazioni molto intense possono arrivare anche sulle Dolomiti e sulle Alpi e Prealpi Carniche.
Se la depressione è centrata sull'Adriatico, i venti orientali possono portare precipitazioni intense dapprima ancora sulle Dolomiti, sulle Prealpi Carniche e Venete; in seguito anche sulle Alpi occidentali e sudoccidentali (Marittime, Cozie e Graie).
Le depressioni mediterranee, dopo essersi formate, in genere restano isolate e non ricevono più aria fredda da nord; allora gradualmente si esauriscono spostandosi lentamente verso est, con fenomeni sempre più deboli e di natura sempre più difficile da individuare e classificare.

LE SITUAZIONI DI TRANSIZIONE

In molti situazioni si presenta una fase di transizione da un regime ciclonico ad uno anticiclonico o viceversa.

Dall'anticiclone alla depressione ...

Una transizione tipica è quella che d'inverno inizialmente vede sullo scenario europeo l'anticiclone freddo russo-siberiano (ad est) che si contrappone spesso ad una fascia di depressioni atlantiche (ad ovest).
Se una depressione riesce ad entrare nel bacino del Mediterraneo, essa si rinvigorisce e il suo sistema frontale fa scivolare aria calda e umida sopra a quella fredda già presente sulla pianura padano-veneta, oltre che sulle Alpi.
Conseguentemente, almeno nella fase iniziale, le precipitazioni possono essere nevose fino a bassa quota (se prima faceva abbastanza freddo).
Nelle stagioni di transizione accade più frequentemente che sia una massa d'aria fredda proveniente dal Mare del Nord a dirigersi verso il Mediterraneo, determinandovi la formazione di una depressione, con tutti i fenomeni già descritti.

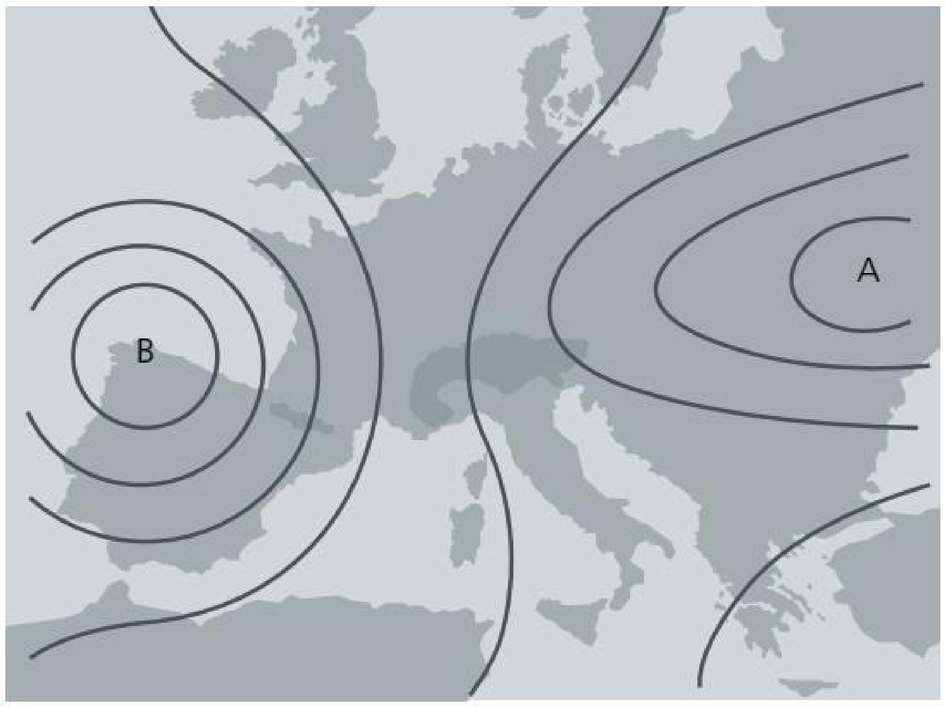


Fig. 46
Schema di transizione dall'anticiclone alla depressione

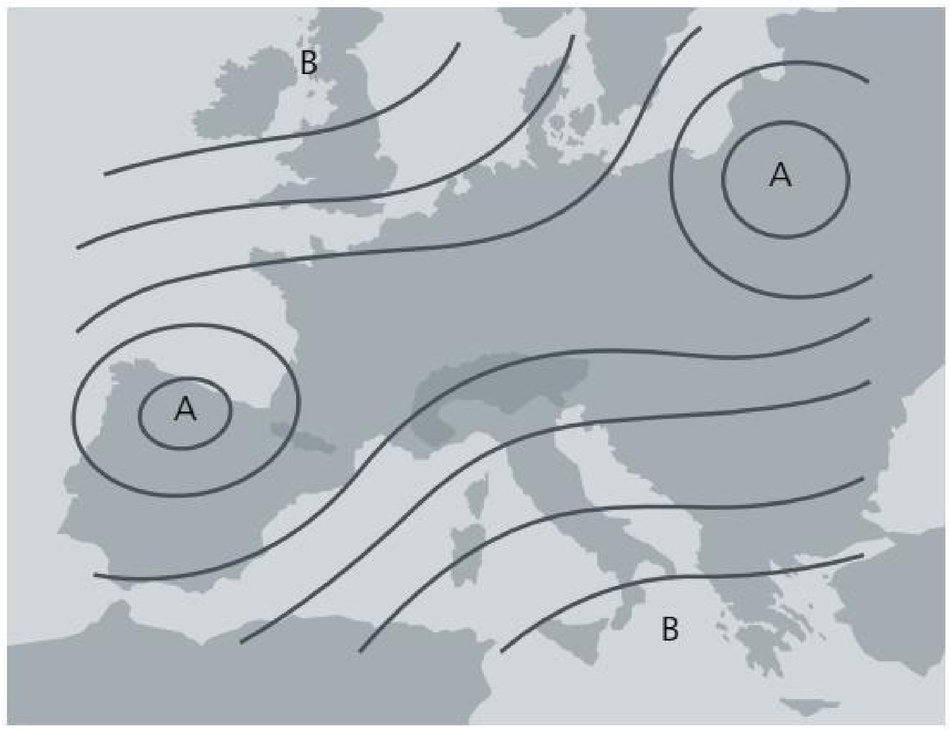


Fig. 47
Schema di transizione dalla depressione all'anticiclone

...e viceversa

D'altra parte, in seguito allo sviluppo e all'esaurimento di un ciclone mediterraneo, l'anticiclone delle Azzorre (a sudovest dell'Europa) e quello russo-siberiano possono tendere ad unirsi, tramite un "corridoio" di alta pressione sull'Europa centrale.
I venti al suolo sulla regione alpina e sull'Italia provengono allora da est-nordest; essi fanno affluire aria secca, che porta bel tempo, ma in inverno può essere aria molto fredda. In genere i valori minimi di temperatura invernali si registrano quando domina l'anticiclone russo-siberiano ovvero con situazioni di questo tipo. In estate, invece, l'aria secca favorisce l'innalzarsi delle temperature, specie se combinata alla subsidenza.

LE CARATTERISTICHE DELLE NUVOLE

LA FORMAZIONE DELLE NUVOLE

Le nuvole sono quelle zone dell'atmosfera in cui è presente un gran numero di minuscole goccioline d'acqua, prodotte dalla condensazione del vapore contenuto nell'aria attorno ai nuclei di condensazione (particelle di polvere o gas, vedi pag. 31). Se la temperatura è sufficientemente bassa, si possono formare anche microscopici cristalli di ghiaccio. La condensazione si verifica prevalentemente a causa del raffreddamento dovuto al sollevamento delle masse d'aria; tale sollevamento può essere generato da un ostacolo orografico (è il caso dello Stau, vedi pag. 34), da un sistema frontale (vedi pag. 24 e seguenti) o dal riscaldamento dell'aria in prossimità del suolo, in condizioni di instabilità (vedi pag. 30).

LA CLASSIFICAZIONE DELLE NUVOLE E IL LORO SIGNIFICATO METEOROLOGICO

L'osservazione delle nuvole e della loro evoluzione ci può fornire alcune utili indicazioni per capire l'andamento del tempo nelle ore immediatamente successive. Le nuvole, per riconoscerle facilmente, vengono classificate in base a due criteri: l'altezza a cui si sviluppano e la loro forma. A seconda dell'altezza, si distinguono in nuvole alte, medie e basse. Per la forma, si dividono in nuvole a prevalente sviluppo orizzontale (stratiformi) e nuvole a prevalente sviluppo verticale (cumuliformi).

Le nuvole alte

Le nuvole alte sono quelle che si sviluppano tra i 6000 m e il limite superiore della troposfera (12000/13000 m): data la temperatura molto bassa a quelle quote, esse sono per lo più composte da particelle di ghiaccio in sospensione.

Delle nuvole alte fanno parte, nella classificazione internazionale, le nuvole del genere "cirro", "cirrocumulo" e "cirrostrato". Le nuvole

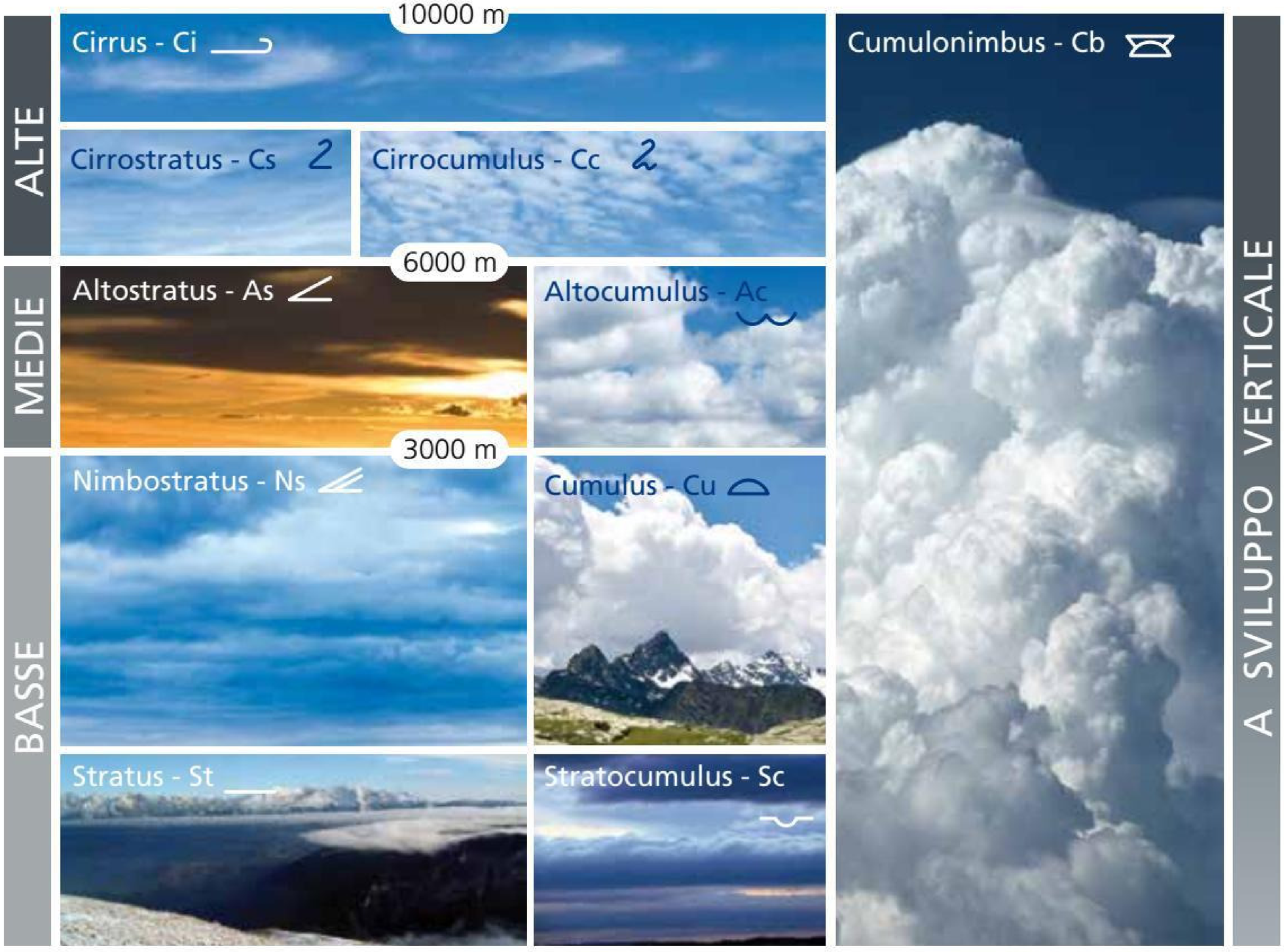


Fig. 48
Tabella di classificazione delle nuvole

alte non producono mai precipitazioni al suolo.

- I cirri hanno generalmente ridotto spessore (300-400 m, raramente di più), così che spesso sono in grado di far filtrare il Sole, rendendo il cielo "velato". Essi possono presentarsi in formazioni più o meno estese. Un'ampia formazione che tenda velocemente a coprire il cielo può preannunciare l'arrivo di un fronte caldo.

La disposizione dei cirri riflette la direzione dei venti in quota, che a quei livelli sono molto intensi.

- I cirrocumuli hanno anch'essi spessore solitamente ridotto, e, a differenza dei cirri veri e propri e dei cirrostrati, hanno generalmente una ridotta ampiezza alla base, risultando in genere in formazioni poco compatte. Anche la presenza di estesa nuvolosità formata da cirrocumuli può preannunciare l'arrivo di un sistema frontale.
- I cirrostrati hanno pure spessori ridotti, anche se talora possono ispessirsi fino a raggiungere qualche centinaio di metri e possono mascherare il Sole.

Essi si presentano spesso in formazioni estese e di ampie dimensioni orizzontali. La comparsa e il progressivo ispessimento dei cirrostrati annunciano solitamente l'arrivo di un fronte, in genere caldo.

Le nuvole medie

Le nuvole medie sono formazioni nuvolose con base (nelle regioni temperate) tra i 2000 ed i 6000 m.

Sono essenzialmente composte da gocce d'acqua o da un miscuglio di goccioline d'acqua e cristalli di ghiaccio. Delle nuvole

medie fanno parte, nella classificazione internazionale, le nuvole del genere "altocumulo" e "altostrato". Le nuvole medie possono talvolta portare delle precipitazioni, in particolare per quanto riguarda gli altostrati.

- Gli altocumuli hanno uno spessore che mediamente può essere dell'ordine di 400-800 m, ma che talora supera anche i 1000 m. Essi si presentano tipicamente in formazioni piuttosto estese, conferendo al cielo un aspetto spesso suggestivo (es: cielo cosiddetto a pecorelle; oppure "pesci" del Föhn); essi anticipano un cambiamento del tempo, con effetti che però possono essere molteplici.
- Gli altostrati hanno spessori piuttosto consistenti, mediamente tra 1500 e 2000 m, e si presentano generalmente in formazioni di ampia estensione orizzontale, in grado di mascherare completamente il Sole. La presenza di altostrati può facilmente associarsi al passaggio di un fronte caldo, o talora anche di un fronte occluso.

Le nuvole basse

Le nuvole basse sono quelle la cui base si trova sotto i 2000 m; sono perlopiù composte da gocce d'acqua, anche mescolate con cristalli di ghiaccio nelle parti superiori.

Delle nuvole basse fanno parte, nella classificazione internazionale, le nuvole del genere "nembostrato", "stratocumulo" e "strato". Le nuvole basse spesso producono precipitazioni, in particolare per quanto riguarda i nembostrati.

- I nembostrati hanno una base che mediamente si può presentare ad una quota tra i 300 e i 3000 m, mentre la loro parte sommitale può facilmente sconfinare nelle quote superiori, perché il loro spessore può risultare anche consistente.

Essi si presentano in ampie formazioni compatte in grado di mascherare completamente il Sole, e rappresentano generalmente il corpo principale di un fronte caldo; esse possono rimanere su una zona per molte ore o talora per più giorni. La loro presenza è quindi quasi sempre associata a condizioni di maltempo con precipitazioni diffuse.

- Gli stratocumuli hanno uno spessore medio di 300-600 m, ma che può arrivare anche a 1000-1500 m; sono quasi esclusivamente composti da particelle di acqua.

Gli effetti associati possono essere molteplici; comunque la probabilità che essi possano produrre precipitazioni è decisamente

più bassa di quella dei nembostrati.

● Gli strati rappresentano nuvole di ridotto spessore (200-500 m), che interessano esclusivamente gli strati più bassi dell'atmosfera. Essi sono formati da particelle di acqua e solo raramente, in caso di basse temperature fino al suolo, anche da particelle di ghiaccio.

Essi sono indicativi di condizioni di inversione termica al suolo e si formano spesso dopo il passaggio di un fronte caldo. Possono produrre precipitazioni deboli o debolissime (pioviggini).

Le nuvole a sviluppo verticale

Alcuni tipi di nuvole si sviluppano prevalentemente in senso verticale. Sono le nuvole più turbolente, a causa delle intense correnti ascensionali che le generano, e nelle loro forme più grandi possono raggiungere dimensioni enormi, causando spesso fenomeni meteorologici violenti. Delle nuvole a sviluppo verticale fanno parte, nella classificazione internazionale, le nuvole del genere "cumulo" e "cumulonembo". Ad esse si associano generalmente precipitazioni, in particolare per quanto riguarda

Qui a fianco: nembostrati

Nella pagina a fronte: sopra, cirri ad uncino e, sotto, altocumuli

Sopra: un cumulo in una calda giornata estiva

i cumulonembi, che spesso possono risultare intense e talora accompagnate da grandine e fulmini.

● I cumuli hanno spessori molto variabili, a seconda del loro grado di sviluppo, che possono variare fra poche centinaia di metri e 5000-7000 m. La quota della loro base può variare di molto, fra 300 m e 4000 m e anche più, in funzione del contenuto iniziale di vapore dell'aria, poiché esso influisce direttamente sull'altitudine alla quale avviene la condensazione. Anche l'ampiezza della loro base può essere molto variabile. Essi sono formati prevalentemente da goccioline d'acqua, ma nella parte sommitale possono facilmente trovarsi anche particelle di ghiaccio. I cumuli sono anche la prima fase di evoluzione dei cumulonembi; in questi casi presentano delle forme torreggianti sulla sommità. I cumuli sono le caratteristiche nubi che si formano sui versanti delle montagne nei pomeriggi d'estate. Se rimangono isolati, senza occupare ampie porzioni di cielo, tenderanno a scomparire nel corso della notte, per ripresentarsi il pomeriggio successivo. Se l'instabilità è elevata, possono dare luogo a rovesci. Se invece i cumuli tendono ad organizzarsi, ad unirsi gli uni agli altri e ad invadere ampie porzioni di cielo, è probabile che portino precipitazioni.

● I cumulonembi sono le nuvole che hanno lo spessore maggiore, che può variare fra un minimo di circa 3000 m e arrivare fino a 12000-14000, m nei casi di maggiore sviluppo. La quota della loro base può variare, come per i cumuli, da 300 m a 4000 m; mediamente sulle Alpi si posiziona attorno agli 800-2000 m. La loro ampiezza può essere decisamente rilevante: un singolo cumulonembo può coprire intere regioni o ampie zone di un territorio. I cumulonembi possono svilupparsi grazie a fenomeni di convezione termica (sollevamenti da riscaldamento in atmosfera instabile, vedi pag. 30) o per il transito di fronti freddi piuttosto attivi; sono

formati da goccioline d'acqua nella parte inferiore e da particelle di ghiaccio nella parte superiore. Poiché il cumulonembo quasi sempre genera un temporale (vedi pag. 31), i fenomeni ad esso associati sono i più violenti osservabili in natura: spesso si hanno piogge molto intense, grandine e fulmini.

IL COLORE DELLE NUVOLE

Quando ci sono le nuvole, il cielo appare spesso suggestivamente colorato. In realtà quello che noi osserviamo non è il reale colore delle nuvole; esse sono sempre bianche, essendo formate da particelle di acqua e ghiaccio. Le diverse colorazioni che possiamo apprezzare dipendono dalla posizione che assumono rispetto al Sole, in funzione del nostro punto di osservazione, e dalla loro dimensione e spessore. Così una sottile nuvola alta che lasci in buona parte filtrare la luce del Sole ci apparirà biancastra e translucida; una nuvola stratiforme, estesa ma poco spessa, lasciando filtrare poco la luce del Sole su ampie superfici ci apparirà uniformemente grigia; una torreggiante nuvola cumuliforme ci apparirà del tutto nera se è molto estesa e se ci troviamo sotto al suo centro, ma la stessa nuvola, osservata da molti chilometri di distanza e in condizioni di buon soleggiamento, ci apparirà completamente bianca, come fosse di panna montata. Le colorazioni rosate o rosse, tipiche dell'alba e del tramonto, sono invece dovute al fenomeno della rifrazione, ovvero al fatto che la luce solare viene scomposta e a seconda dell'angolo di incidenza dei raggi solari sulla base della nuvola solo alcune lunghezze d'onda vengono riflesse verso terra; in generale sono quelle più prossime all'infrarosso, che danno così la caratteristica colorazione alle nuvole.

Sopra: nuvole colorate dal sole al tramonto

A sinistra: cumulonembo

I PERICOLI DEL TEMPO IN MONTAGNA

I fenomeni meteorologici tipici della montagna influenzano e modificano l'ambiente e il terreno in cui si trovano gli abitanti della montagna e coloro che la frequentano abitualmente o occasionalmente, mettendo alla prova le capacità fisiche e mentali. I capitoli precedenti aiutano a comprendere e interpretare le particolarità di questi fenomeni. Molti dei pericoli per chi vive e frequenta la montagna sono dunque connessi ai fenomeni meteorologici; questi pericoli determinano conseguenze più o meno gravi a seconda della preparazione tecnica, dell'allenamento, delle condizioni psico-fisiche del momento, della capacità di percezione e interpretazione dei segnali della natura e dalla capacità decisionale. Il livello di sicurezza può quindi essere aumentato grazie ad un grado di percezione dei segnali che arrivano dall'ambiente ben sviluppato, alla capacità di osservare, di individuare relazioni e connessioni causa-effetto, di riconoscere quello che è importante da ciò che non lo è. Conoscere e riconoscere i pericoli consente infatti di adottare dei comportamenti che minimizzano il rischio, ovvero un elevato livello di sensibilità nei confronti dei segnali della natura permette di procurarci dei margini di distanza e di tempo per poter prendere decisioni giuste senza pressioni e senza essere influenzati da informazioni magari scarse e incomplete.

È importante tuttavia tenere conto che le capacità di percezione possono essere alterate sia dalle condizioni meteorologiche che da quelle soggettive, come lo stato d'animo, la stanchezza, fattori caratteriali o sociali, come la disponibilità verso chi ci accompagna, la pressione e la competitività esercitata dal gruppo.

A seconda che il fenomeno meteorologico agisca direttamente sulla persona o solo dopo aver provocato dei mutamenti sul suolo alpino, si distinguono i pericoli diretti (nebbia, freddo o caldo, vento, precipitazioni, radiazione solare e fulmini) e i pericoli indiretti (caduta sassi, crollo di seracchi, presenza di ghiaccio, valanghe, ecc.), questi ultimi, paradossalmente, innescati a volte da eccellenti condizioni meteorologiche.

LA SCARSA VISIBILITÀ

NATURA E CAUSE

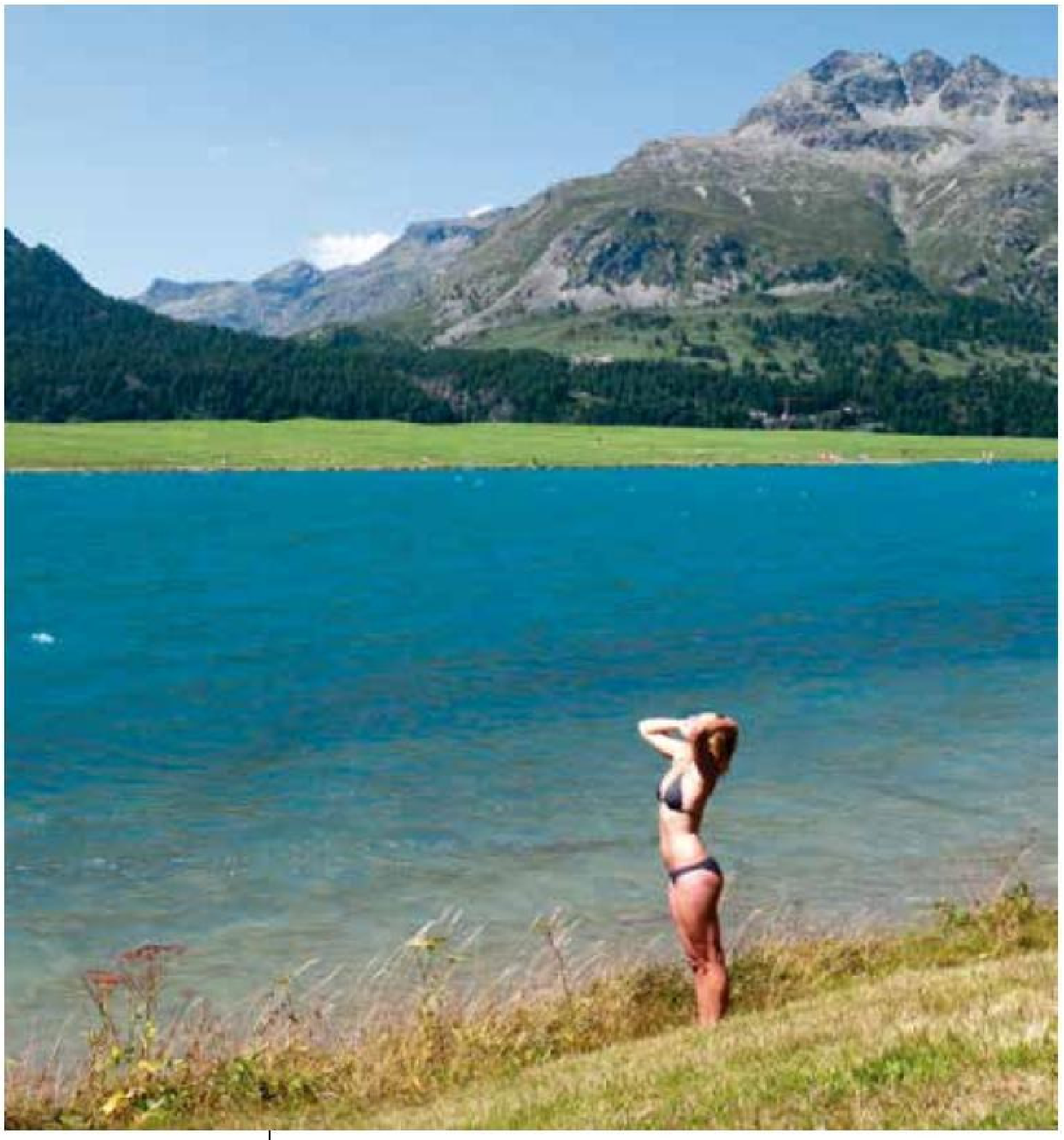
La visibilità in montagna varia molto nello spazio e nel tempo e può essere influenzata da diversi fattori, perlopiù meteorologici. Gli elementi che compromettono maggiormente la visibilità sono la nebbia, le nuvole basse o le nevicate, in particolare con vento. La situazione può diventare particolarmente critica dove non ci siano punti di riferimento continui, come un sentiero, o su pendii omogenei ricoperti di neve. Infatti l'orientamento è facilitato da tutti gli oggetti che assorbono la luce (rocce, alberi...) e creano contrasti ed è ostacolato da tutto ciò che riflette la luce (neve, ghiaccio).

In particolare, con il termine inglese "whiteout" si definiscono le condizioni meteorologiche in cui la visibilità e i contrasti sono molto ridotti in tutte le direzioni a causa della neve e/o della luce diffusa dalle nuvole quando il cielo al di sopra è completamente coperto. Le nevicate e il trasporto di neve da parte del vento in una situazione di tormenta possono causare questo fenomeno, ma si può verificare anche in assenza di precipitazioni, quando la luce intensa diffusa dalle nuvole in modo uniforme causa la perdita di definizione e non è più possibile stimare le distanze, distinguere la forma e l'inclinazione del terreno su cui ci si muove, identificare l'orizzonte e, a volte, si fatica a capire se si è fermi o ancora in movimento. Questo effetto è amplificato nel caso in cui ci si trovi su un terreno coperto da neve senza particolari pendenze.

EFFETTI

Cattive condizioni di visibilità possono:

- provocare problemi di orientamento, com'è ovvio;
- diminuire il livello di percezione dei pericoli oggettivi. Spesso infatti la concentrazione nella ricerca della direzione con tutti gli strumenti a disposizione e l'applicazione rigorosa delle nozioni e delle capacità tecniche consentono di orientarsi, ma distolgono l'attenzione dalla percezione e dal riconoscimento dei pericoli. Si tende a riunirsi nello stesso punto, concentrando molte persone in poco spazio, come spesso avviene quando si avverte la presenza di un pericolo, ma ciò può aumentare il rischio (ad esempio di valanghe per sovraccarico del pendio o di caduta in un crepaccio, per sovraccarico del ponte di neve);
- influenzare la predisposizione verso quello che si sta facendo e verso i compagni, quindi aumentare il nervosismo e creare tensioni all'interno del gruppo;
- se dovute alla nebbia, provocare anche effetti secondari indiretti: l'umidità contenuta nella nebbia condensa sul suolo rendendo scivoloso il terreno su cui si cammina, e rendendo bagnata, o addirittura ricoperta da un strato di ghiaccio, la roccia su cui si procede, richiedendo così capacità tecniche superiori a quelle a cui si era preparati.



CALDO, SOLE E RISCALDAMENTO DEL CORPO

NATURA E CAUSE

Il bel tempo stabile e le giornate con temperature miti rendono gradevole la vita all'aperto e anche un'escursione in montagna, ma possono anche presentare dei pericoli nascosti.

In montagna infatti, in particolare in primavera e in estate, la temperatura può localmente salire in misura considerevole, soprattutto in zone riparate dal vento, su terreni rocciosi e con scarsa vegetazione, sui pendii assolati.

Queste circostanze, eventualmente aggravate dall'elevata umidità, impediscono la dissipazione del calore prodotto dal corpo umano, che in tal caso può trovarsi in condizioni di stress da calore.

Un'altra situazione di pericolo, in questo caso indiretto, può manifestarsi quando si verifica un forte innalzamento di temperatura dovuto al cambiamento della massa d'aria, in particolare se ciò avviene in breve tempo.

EFFETTI DIRETTI

Sugli individui, il calore può causare, per ordine di gravità crescente, i crampi, l'insolazione o il "colpo di calore":

- i crampi sono più probabili durante uno sforzo lungo e prolungato;
- l'insolazione si ha con l'esposizione ad una temperatura elevata e a forte irraggiamento solare e avviene indipendentemente dalle condizioni di riposo o durante lo sforzo; mal di testa, vertigini, fatica estrema, perdita dell'appetito e sudori freddi sono i principali sintomi, mentre la temperatura del corpo si mantiene normale;
- nel colpo di calore, più che l'esposizione diretta al Sole, sono le condizioni meteorologiche e la natura del terreno che giocano un ruolo determinante; il colpo di calore avviene di solito in seguito ad un esercizio muscolare intenso e prolungato; inoltre elementi soggettivi possono favorire l'innescarsi di questo disturbo, come lo stato generale di salute, l'età, l'ambientamento o l'acclimatamento.

EFFETTI INDIRETTI

Le temperature elevate e i veloci aumenti di temperatura, con repentini innalzamenti dello zero termico, possono provocare

indirettamente ulteriori situazioni di pericolo:

- scariche di pietre, sassi e ghiaccio, e in generale fenomeni di destabilizzazione dei ghiacciai e del terreno in alta montagna;
- creazione di strati di scorrimento e distacchi di colate di neve o valanghe di fondo, poiché la neve fonde più rapidamente, in particolare nei nevai, nei canaloni e sui pendii esposti al Sole;
- cedimento di ponti di neve sui crepacci o sui torrenti, poiché il caldo indebolisce i ponti di neve; questo pericolo può essere accentuato da nuove nevicate che, oltre a rendere meno evidenti i crepacci, non consentono alla neve sottostante di raffreddare;
- caduta di seracchi, in caso di lunghi periodi caratterizzati da temperature elevate, che possono indebolire le resistenze secondarie e favorire il distacco di masse ghiacciate. Le cadute di ghiaccio dai seracchi avvengono ad intervalli regolari – dipendenti dalla velocità di avanzamento del ghiacciaio - ma sono casuali dal punto di vista dell'alpinista e non possiedono andamenti diurni tipici.

IL RAFFREDDAMENTO DEL CORPO

NATURA E CAUSE

Freddo, pioggia, neve e vento, oltre alla sudorazione, provocano il raffreddamento del corpo, che oltre un certo limite può diventare pericoloso. Il raffreddamento dovuto alle forti perdite di calore può essere parzialmente compensato da una buona insolazione. Esso, comunque, dipende molto dal grado di isolamento che offrono i vestiti indossati (aumenta quanto meno isolanti sono gli indumenti).

- Freddo e sudore - L'organismo perde calore non solo per irraggiamento e conduzione dal corpo verso l'aria esterna più fredda, ma anche per l'evaporazione del sudore dalla pelle. Questa avviene sempre, anche quando la temperatura esterna è molto bassa, e aumenta quando si compie attività fisica.
- Pioggia e neve - Se i vestiti si bagnano, per il sudore stesso o per la pioggia o neve, l'isolamento che essi offrono si riduce e la temperatura corporea si abbassa rapidamente.
- Vento - Il raffreddamento inoltre aumenta parecchio con la velocità del vento: è l'effetto "wind chill". Infatti, in condizioni di bassa temperatura il vento ha un effetto importante nel determinare la sensazione di freddo percepita, poiché esso asporta in continuazione la pellicola d'aria a contatto con la pelle, che normalmente funge da isolante.

WCF	TEMPERATURA DELL'ARIA MISURATA DAL TERMOMETRO (°C)								
VELOCITÀ DEL VENTO (km/h)	10	5	0	-5	-10	-15	-20	-25	-30
0	10	5	0	-5	-10	-15	-20	-25	-30
10	8	2	-3	-8	-14	-19	-26	-30	-36
20	3	-3	-9	-16	-22	-29	-35	-42	-48
30	0	-6	-13	-20	-28	-34	-41	-48	-55
40	-1	-8	-16	-23	-31	-38	-45	-53	-60
50	-2	-10	-17	-25	-33	-41	-48	-56	-64
60	-3	-11	-19	-27	-34	-42	-50	-58	-66
70	-4	-12	-19	-28	-35	-43	-51	-59	-67
80	-4	-12	-20	-28	-36	-44	-52	-60	-68
	pericolo di congelamento della parte esposta entro 1 ora				pericolo di congelamento della parte esposta entro 1 minuto			pericolo di congelamento della parte esposta entro 30 secondi	

EFFETTI

Il "wind chill factor" è un indice che esprime la temperatura percepita dal nostro corpo in funzione della velocità del vento e della temperatura dell'aria. I valori riportati figura 49 indicano le temperature alle quali si rischia il congelamento delle parti esposte, per diverse durate temporali dell'esposizione, considerando la pelle secca.

Dalla figura 49 si ricava, ad esempio, che con una temperatura dell'aria di –10 °C e un vento di 40 km/h la temperatura percepita dal nostro corpo è di ben –30 °C.

Sulla capacità di resistere al freddo influiscono vari fattori soggettivi, come la costituzione fisica, l'allenamento, lo stato di salute, la stanchezza e l'intensità dei movimenti. I bambini sono più soggetti al raffreddamento, a causa della maggior superficie esposta al raffreddamento in rapporto alla massa corporea.

Fig. 49
Il wind chill factor

Nella pagina a fronte: due situazioni opposte, caldo e freddo estremo, in ambiente montano

IL VENTO

NATURA E OSSERVAZIONE

Oltre a modificare la temperatura percepita dal corpo (vedi sopra), il vento intenso ha anche un importante effetto meccanico (di spostamento), in particolare se si presenta in modo irrego-

lare, ossia a raffiche. In montagna è molto raro avere situazioni di vento forte (con velocità media superiore a 40-50 km/h) senza raffiche. Sulle creste, ma soprattutto nelle depressioni delle creste, sui colli o sulle brecce, si ha un aumento sensibile della velocità del vento. L'intensità del vento può aumentare in modo graduale oppure improvviso, come nel caso di temporali o di venti di Föhn.

È possibile stimare la velocità del vento in montagna osservando il tipo e il movimento delle nuvole. Con neve al suolo, anche gli effetti del vento su di essa possono dare un'indicazione della sua intensità: con vento moderato (18-36 km/h) incomincia ad avvenire il trasporto della neve; con vento forte (36-60 km/h) si sente il fischio del vento sugli oggetti fissi e si formano accumuli di neve di grandi dimensioni; con vento molto forte (60-90 km/h) gli accumuli di neve si trovano su tutte le esposizioni, a causa delle turbolenze che si creano, e inoltre le vette e le creste "fumano".

EFFETTI

- La pressione esercitata dal vento può rendere difficile la progressione: con vento a 70 km/h è necessario piegarsi controvento, a 100 km/h è difficile mantenere la posizione eretta e si fa fatica a mantenere l'equilibrio. Le raffiche possono coglierci impreparati e portarci ad una caduta, che può essere fatale nelle zone esposte.
- Il vento solleva la neve, diminuendo la visibilità (vedi pag. 59).
- Il vento forte rende più difficile udire i propri compagni, creando così situazioni ad elevato rischio (in cordata, nelle opera-

zioni di orientamento, negli avvertimenti, nel caso di ricerca in valanga).

I RAGGI ULTRAVIOLETTI

NATURA E CAUSE

I raggi ultravioletti, tra tutte le radiazioni provenienti dal Sole, costituiscono la componente a maggiore energia e rappresentano un reale pericolo per l'uomo. Essi sono più intensi in montagna, poiché più aumenta l'altitudine, più l'azione di filtro da parte dell'atmosfera diminuisce e quindi l'insolazione - di cui gli ultravioletti sono una parte - cresce (rispetto al livello del mare, di un fattore 1,5 a 2000 metri e di un fattore 2,5 a 4000 metri). Oltretutto, possono penetrare abbastanza profondamente anche con cielo nuvoloso o con la nebbia.

EFFETTI

I raggi ultravioletti non sono percepiti dall'occhio umano e sono un importante fattore di rischio per diverse strutture oculari: infatti, a lungo termine, le eccessive esposizioni a queste radiazioni sono responsabili di danni importanti al tessuto connettivo.

A breve termine gli ultravioletti, invisibili e non calorici, possono provocare l'oftalmia: una bruciatura della cornea a cui sono associati sintomi parecchio dolorosi, che compare 6-12 ore dopo l'esposizione, e una marcata intolleranza alla luce.

L'oftalmia costituisce anche un grave pericolo indiretto, poiché comporta una perdita totale di autonomia della persona che ne soffre.

I FULMINI

NATURA, CAUSE E LOCALIZZAZIONE

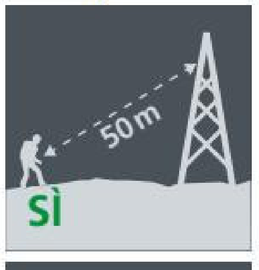
Come descritto precedentemente, in montagna, specie nella stagione estiva, si verificano spesso temporali. La maggior parte dei temporali provocano i fulmini, cioè scariche di corrente elettrica fra la nuvola e il terreno, dovute all'elevata differenza di potenziale (vedi pag. 31).

I fulmini rappresentano un grave pericolo per l'uomo. La formazione della scarica è facilitata se la distanza fra le due parti cariche di segno opposto diventa piccola, come tra le nuvole e le cime della montagna. Inoltre, poiché le cariche elettriche si concentrano sulle superfici con grande angolo di curvatura, cioè sulle punte, la differenza di potenziale maggiore si avrà fra la base della nuvola e tutti gli oggetti appuntiti; dove la differenza di potenziale è grande è più probabile che avvenga la scarica. Perciò le cime delle montagne, creste, torrioni, campanili, tetti delle case, alberi elevati e singoli sono i luoghi preferiti dove i fulmini i scaricano.

Sono comunque pericolosi tutti gli oggetti esposti, fino ad una distanza di circa 30 m dal punto della scarica. Così un albero isolato attira il fulmine, mentre un bosco fitto, di alberi di uguale altezza, è un luogo relativamente sicuro. Anche gli oggetti con una buona conducibilità elettrica possono attirare più facilmente un fulmine; tra questi non va esclusa la mountain bike, in particolare nei percorsi al di sopra del limite del bosco.

EFFETTI E PRECAUZIONI

Le folgorazioni dirette equivalgono praticamente a morte, soprattutto se la corrente elettrica passa all'interno del corpo attraversando i vasi sanguigni, per scaricarsi a terra, lasciando bruciature evidenti nelle zone di entrata e di uscita. L'acqua, però, riduce la resistenza elettrica fino a 100 volte: quindi se la superficie dei vestiti è bagnata la scarica, o parte di essa, utilizzerà anche questi per scaricarsi a terra. La variabilità delle lesioni possibili è ampia: dalle ustioni cutanee e dalle bruciature dei peli fino alla carbonizzazione. La probabilità di essere colpiti dalla scarica diretta di un fulmine è per le persone molto bassa, ma altrettanto pericolose sono le scariche di terra, o correnti secondarie, che disperdono sul suolo la corrente proveniente dalla scarica principale del fulmine. Queste correnti secondarie si propagano preferibilmente lungo le creste delle montagne,

allontanarsi in fretta da ogni rialzo dal suolo, cima o cresta esposta, da "punte" di qualsiasi genere (croci, antenne o altro)		
non ripararsi sotto gli alberi, specie se sono isolati, e allontanarsi il più possibile da essi		
allontanarsi da corsi d'acqua, laghi o ruscelli e dalle pareti verticali		
allontanarsi (almeno 50 m) da qualunque conduttore metallico ed evitare per qualsiasi ragione i percorsi ferrati		
evitare di utilizzare il cellulare		
assumere una posizione accucciata e rannicchiata con la testa tra le ginocchia (non stendersi a terra) e i piedi uniti, meglio se in un affossamento		
eventualmente ripararsi in un anfratto o in una grotta (non però in prossimità di creste o guglie rocciose), purché non si tocchi la nuda roccia; però non rimanere all'ingresso, ma portarsi il più all'interno possibile		

scegliendo il percorso che offre minore resistenza. Sono quindi pericolose le cime, in particolare se è presente una croce, ma anche le creste, i colli, i camini (soprattutto se bagnati), le aperture di grotte e caverne, la vicinanza di oggetti metallici.
A partire dal punto di impatto del fulmine, si forma un campo elettrico a cerchi concentrici, con intensità decrescente con la distanza.
A causa dell'elevata resistenza del terreno, tra un cerchio concentrico e l'altro vi è una sensibile differenza di campo elettrico. Se si toccano due punti del terreno con tensione differente vi sarà della corrente che attraverserà il corpo, che offre minore resistenza del terreno, detta corrente di passo.

IL FREDDO ESTIVO

NATURA E CAUSE

Nonostante sulle Alpi nel semestre estivo normalmente non si verifichino condizioni di freddo intenso, talvolta il raffreddamento del terreno sulle superfici esposte può essere considerevole, specie in concomitanza di condizioni di vento da nord o, in quota, di notti serene con intenso irraggiamento.
Anche il rapido passaggio di un fronte freddo o lo svilupparsi di un temporale può mutare drasticamente le condizioni meteo in montagna, portando grandinate e nevicate anche a quote molto basse, fino a 1000-1200 m al di sotto dello zero termico.

EFFETTI

Un intenso raffreddamento del suolo, in particolare se questo si presenta bagnato o innevato, può essere tale da determinare pericoli indiretti da non sottovalutare, quali tratti di sentiero ghiacciati, rocce gelate e pendii ripidi scivolosi, che possono aumentare la complessità dell'itinerario, richiedere un abbigliamento e un'attrezzatura specifica e una preparazione tecnica superiore al previsto.

LE VALANGHE

NATURA E CAUSE

La valanga è una massa di neve in movimento lungo un pendio. L'evoluzione delle condizioni meteorologiche è fondamentale per la formazione delle valanghe, poiché influisce in maniera diretta e determinante non solo sulla formazione del manto nevoso, ma anche sulla sua evoluzione e sulla sua stabilità: infatti il manto nevoso al suolo è soggetto a continue trasformazioni a causa di processi meccanici e termici, che ne modificano continuamente la struttura e le proprietà. L'influenza della situazione meteorologica sulla formazione delle valanghe avviene attraverso diversi elementi:

Sopra: due valanghe di lastroni

Nella pagina a fronte: una inattesa nevicata estiva in alpeggio

- ovviamente, la quantità di neve caduta è il primo elemento da considerare: tanto più essa è abbondante, tanto più elevato è in generale il pericolo;

e una volta che la neve si è accumulata sul suolo, su di essa influiscono:

- la temperatura dell'aria, che provoca processi di trasformazione della neve, i quali a loro volta possono favorire la stabilizzazione del manto nevoso o viceversa accentuare la sua instabilità;
- le eventuali nuove nevicate, che possono far crescere il peso che grava sul manto nevoso;
- le eventuali nuove piogge, che rendono la neve bagnata o fradicia fino al punto che, in certi casi, l'acqua può agire da lubrificante per lo scivolamento;
- il vento, che crea accumuli sui versanti sotto le creste, nei cambi di pendenza, negli avvallamenti, nei canaloni, nelle radure dei boschi, rendendo possibile la formazione di pericolosi lastroni.

In ogni caso, la stabilità del manto nevoso sul pendio, ossia la sua propensione a rimanere ad esso ancorato e quindi a non formare una valanga, è molto variabile sia nel tempo sia nello spazio, tanto da presentare differenze importanti da un punto all'altro di uno stesso pendio, difficilmente valutabili.

Le condizioni per il formarsi di una valanga sono sostanzialmente tre:

- una quantità di neve critica, che poggi su uno strato che favorisca lo scorrimento della valanga;
- un'inclinazione del pendio superiore ai 25-27°;
- la presenza di sollecitazioni sul manto nevoso superiori alla sua resistenza.

EFFETTI E PRECAUZIONI

Le valanghe costituiscono uno dei principali pericoli della montagna innevata, in particolare nella stagione invernale e primaverile, sia per la frequenza degli eventi, sia per la gravità delle conseguenze (il rischio di morte è del 57% per le persone completamente sepolte).

Un'altra particolarità delle valanghe che interessano chi si sposta in montagna è che nella maggior parte dei casi esse sono provocate dalle stesse vittime o dai compagni del gruppo.

Inoltre, per quanto riguarda le valanghe molto più che per altri pericoli oggettivi della montagna, un certo grado di pericolo può produrre un differente livello di rischio a seconda del gruppo e dei comportamenti che si adottano. È quindi molto importante:

- saper osservare e riconoscere il potenziale pericolo;
- adottare comportamenti che evitino di provocare l'innesco della valanga (tipicamente il sovraccarico del pendio e le sollecitazioni nei punti dove le resistenze sono ridotte);
- minimizzare nello stesso tempo il possibile coinvolgimento delle persone presenti.

CENNI BIBLIOGRAFICI

Bernacca E.: Che tempo farà, Mondadori, 1981, Milano

Bovo S., Forlati F.: Dalla valutazione alla previsione dei rischi naturali, ARPA Piemonte, 2005, Torino

Bovo S., Milelli M., Pelosini R. et al.: HYDROPTIMET - Ottimizzazione degli strumenti di previsione idrometeorologica, ARPA Piemonte, 2006, Torino

Bruno F., La Rocca T.: Guida pratica alla meteorologia alpina, CAI, 1997, Milano

Cagnati A.: Strumenti di misura e metodi di osservazione nivometeorologici, AINEVA, 2003, Trento

Fea G.: Appunti di meteorologia descrittiva e generale, ERSA Emilia-Romagna, 1988, Bologna

Haltiner G. J., Martin F. L.: Dynamical and Physical Meteorology, McGraw-Hill, 1957, New York

Hanwell J.: Atmospheric Processes, G. Allen & Unwin, 1980, London

Holton J.R.: An introduction to Dynamic Meteorology, Academic Press, 1979, New York

Kappenberger G., Kerkmann J.: Il tempo in montagna, Zanichelli, 1997, Bologna

Kappenberger G.: I pericoli in montagna connessi al tempo, Neve e Valanghe, Aineva, n. 33, 1998

La Rocca T., Fuccello A., Troisi A., Bove R., Frustaci G.: Manuale di meteorologia sinottica, CNMCA-Min. Difesa, 2006, Roma

Marigo G., Robert-Luciani T.: Il limite delle nevicate, Neve e Valanghe 68, dicembre 2009, Trento

Micheletti S., Salvador M.: Appunti di meteorologia per il Friuli-Venezia Giulia, ARPA FVG, 2005, Palmanova

Munter W.: Il rischio di valanghe, CAI-CAS, 1995, Milano

Roth G.D.: Meteorologia, Mondadori, 1993, Milano

Schneider A.: Guida al tempo in montagna, Zanichelli, 1976, Bologna

Servizio Valanghe Italiano: La meteorologia in montagna: uno strumento di lavoro, CAI, 1999, Milano

Stenner P.: Meteorologia generale, marittima e aerea, Del Bianco, 2007, Udine

Thillet J.J.: La météo de Montagne, Les guides du Club Alpin Français, Editions du Seuil, 1997

Wilson F., Dunlop S.: Guida alla previsione del tempo, Zanichelli, 1989, Bologna

I SERVIZI METEO SULLE ALPI ITALIANE

LIGURIA
CFMI-PC
Centro Funzionale Meteoldrologico di Protezione Civile della Regione Liguria - ARPA Liguria
www.meteoliguria.it
info@arpal.org

PIEMONTE
Servizio Meteorologico Regionale
ARPA Piemonte
www.arpa.piemonte.it
011 3185555 Torino
0324 481201 Novara
0163 27027 Vercelli
0171 66323 Cuneo

VALLE D'AOSTA
VALLÉE D'AOSTE
Centro Funzionale di Protezione civile
Regione Valle d'Aosta
www.regione.vda.it
meteo@regione.vda.it
0165 272333

LOMBARDIA
Servizio Meteorologico Regionale
ARPA Lombardia - Centro Nivometeorologico
www.arpalombardia.it/meteo
meteo@arpalombardia.it
tel. e fax on demand 02 69666554

ALTO ADIGE - SÜDTIROL
Ufficio Idrografico
Provincia Autonoma di Bolzano -
Protezione antincendi e civile
www.provincia.bz.it/meteo
meteo@provinz.bz.it
0471 270555
0471 271177

TRENTINO
Meteotrentino
Provincia Autonoma di Trento -
Centro Funzionale di Protezione Civile
www.meteotrentino.it
meteotrentino@provincia.tn.it
0461 238939

VENETO
Centro Valanghe di Arabba
ARPA Veneto -
Dipartimento per la Sicurezza del Territorio
www.arpa.veneto.it
cva@arpa.veneto.it
0436 780007

FRIULI-V.G.
OSMER
Osservatorio meteorologico regionale
ARPA Friuli-Venezia Giulia
www.meteo.fvg.it
info@meteo.fvg.it
0432 934189 (segr. telefonica)
0432 934141

Associazione Interregionale
Neve e Valanghe